

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

DATATION ET TRAÇAGE DES EAUX SOUTERRAINES DANS LE BASSIN
VERSANT DE LA RIVIÈRE BÉCANCOUR

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
GENEVIÈVE VAUTOUR

FÉVRIER 2014

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je voudrais remercier Daniele Pinti (Département des sciences de la Terre, Geotop), mon directeur de maîtrise, pour sa patience, son support constant ainsi que pour avoir cru en moi tout au long de ce projet. Il m'a offert la possibilité de découvrir le monde de la recherche et il a su me communiquer son intérêt pour les gaz rares.

Je tiens à dire merci à Clara M. Castro (University of Michigan) qui a accepté d'être sur mon comité évaluateur et pour avoir fait les analyses de gaz rares.

Je dois également remercier chaudement Florent Barbecot (Département des sciences de la Terre, Geotop) qui, en plus d'avoir accepté d'évaluer ce mémoire, m'a apporté une aide précieuse en partageant avec moi son expertise en hydrogéologie et sur le radiocarbone.

De plus, je remercie Christine Boucher et les hydrogéologues pour les campagnes d'échantillonnage; Michelle Laithier pour m'avoir initiée au logiciel CorelDraw; Chris Hall pour son expertise sur les gaz rares et une discussion très intéressante à l'AGU en 2011 et Guillaume Meyzonnat pour sa patience et sa disponibilité. Ainsi que ma maman, qui m'a toujours appuyée dans mes aventures, aussi folles soient-elles!

Un gros merci aux amis de l'ancien bureau, comme du nouveau, pour votre support dans les moments difficiles, votre aide et les nombreux fous rires!

Je souhaite finalement exprimer ma reconnaissance envers DW qui, à travers nos échanges, m'a fait redécouvrir ma passion pour les sciences.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	iv
LISTE DES TABLEAUX	vii
RÉSUMÉ	viii
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I	
GÉOLOGIE DU BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE BÉCANCOUR ET DES BASSES-TERRES DU ST-LAURENT	3
1.1 Bassin de la rivière Bécancour	3
1.2 Dépôts quaternaires	4
1.3 Géologie régionale	6
1.4 Basses-Terres du St-Laurent	7
CHAPITRE II	
HYDROGÉOLOGIE ET HYDROGÉOCHIMIE	11
2.1 Hydrogéologie du bassin de la rivière Bécancour	11
2.2 Hydrogéochimie	14
CHAPITRE III	
MATÉRIAUX ET MÉTHODES	17
3.1 Gaz rares	17
3.1.1 Composante atmosphérique	18
3.1.2 Composante radiogénique et tritiogénique	20
3.1.3 Composante mantellique	22
3.1.4 Température de gaz rare (NGT)	23
3.2 Échantillonnage	23
3.3 Laboratoire	26
3.3.1 Ligne d'extraction	26
3.3.2 Spectromètre de masse	28

3.4	Activation neutronique.....	29
3.5	Radiocarbone.....	30
CHAPITRE IV		
	RÉSULTATS	31
4.1	Isotopes de l'hélium (He) et températures de gaz rares (NGT).....	32
4.2	Néon (Ne) et Argon (Ar).....	35
4.3	Krypton (Kr).....	37
4.4	Xénon (Xe).....	38
4.5	Radiocarbone (^{14}C).....	41
CHAPITRE V		
	DISCUSSION.....	43
5.1	Isotopes stables.....	43
5.2	Radiocarbone (^{14}C).....	47
5.3	Interprétation des température de gaz rares (NGT).....	49
5.4	Isotopes de l'hélium et du néon (^3He , ^4He et ^{20}Ne).....	52
5.4.1	Tritium – ^3He	57
5.4.2	^4He radiogénique.....	60
5.5	Synthèse des âges obtenus.....	63
5.6	Excès d' ^4He	66
5.6.1	Flux crustal.....	66
5.6.2	Saumures profondes.....	68
5.6.3	Flux de méthane	70
	CONCLUSIONS	73
APPENDICE A		
	TABLEAUX DE RÉSULTATS.....	75
	BIBLIOGRAPHIE	81

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1. Carte de localisation de la zone à l'étude.....	4
1.2. Stratigraphie des dépôts pleistocène des Basses-Terres du St-Laurent (Lamothe, 1989).....	5
1.3. Carte des dépôts quaternaires de surface (d'après Godbout et al., 2011, modifiée)	6
1.4. Séquence stratigraphique simplifiée de la géologie des Basses-Terres du St-Laurent avec la position des saumures profondes exploitées par Junex Inc. (dessin M. Laithier, UQAM)	8
2.1. Carte piézométrique de l'aquifère du socle rocheux (Meyzonnat, 2012)	11
2.2. Profil A-B (Figure 2.1) dans le sens d'écoulement, NW-SE (Larocque <i>et al.</i> , 2010).....	13
2.3. Modèle des processus hydrogéochimiques dans les Basses-Terres (Cloutier, 2008).....	14
2.4. Diagramme de Piper mettant en évidence les familles géochimique des eaux (tiré de Meyzonnat, 2012)	15
2.5. Diagramme de Piper global (a) et des cations (b) selon les lithologies rerouvées à Bécancour des puits analysés durant ce projet.....	16
3.1. Schéma des sources d'hélium dans un aquifère et l'évolution, avec l'âge, des rapports isotopiques (modifié de Kazemi <i>et al.</i> , 1998).....	18
3.2. Solubilité des gaz rares en fonction de la température (tiré de Pinti et van Drom, 1997).....	19
3.3. Courbe du tritium mesuré à la station d'Ottawa (données IAEA/WMO 2006)	22
3.4. Carte de localisation géographique des puits analysés.....	25
3.5. Procédé d'échantillonnage théorique réalisé en laboratoire.....	26
3.6. Schéma de la ligne d'extraction des gaz rares (tiré de Ma, 2008).....	27

3.7	Schéma du spectromètre de masse (tiré du site du NMGRL).....	28
4.1	Intercomparaison des laboratoires de gaz rares	34
4.2.	Graphique $^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ vs $^{132}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$. Le cercle noir montre la position de l'air (ASW à 8.5°C).	39
4.3	Graphique du ^{132}Xe en fonction de ^{84}Kr	40
5.1	Graphique de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ selon le type de lithologie. La ligne pointillée noire montre la variation des compositions possibles pour l'eau provenant de la fonte des neiges (Meyzonnat, 2012).....	44
5.2	Graphique des $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ selon la profondeur des puits	46
5.3	Activité du ^{14}C en fonction du $\delta^{13}\text{C}$ gazeux en phase aqueuse.....	47
5.4	Diagramme des cations en fonction de leur âge ^{14}C	48
5.5	Température de gaz rares en fonction de l'altitude.....	49
5.6	Température de gaz rares en fonction de l'altitude selon leurs âges ^{14}C	50
5.7	Isotopes stables en fonction des températures de gaz rares	51
5.8	^3He tritiogénique vs He radiogénique. Le triangle noir montre la position de l'air (ASW à 8.5°C)	54
5.9	Graphique de R/Ra versus $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ (Tiré de Tomonaga, <i>et al.</i> 2011)	55
5.10	$^3\text{He}/^4\text{He}$ en fonction du $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$	56
5.11	Graphique de la concentration d' ^3H en unité tritium (TU), en fonction du nombre de jours.....	57
5.12	Courbe de décroissance du tritium d'Ottawa (IAEA/WMO 2006; Murphy <i>et al.</i> , 2011).....	59
5.13	^3He tritiogénique en fonction de ^4He radiogénique.....	62
5.14	Carte de localisation géographique des âges ^{14}C	63
5.15	Carte de localisation géographique des âges ^3H - ^3He estimées	64
5.16	Carte de localisation géographique des âges U-Th- ^4He avec une porosité de 0.05% pour l'aquifère au roc et 15% pour l'aquifère quaternaire.....	65
5.17	Flux crustal d' ^4He provenant du socle grenvillien précambrien.....	67
5.18	Apport d' ^4He venant d'un mélange avec les saumures profondes de Bécancour.....	68
5.19	Flux de méthane provenant des Shales d'Utica	70

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
3.1 Puits échantillonnés dans le bassin versant de la rivière Bécancour.....	24
4.1 Tableau des données d'hélium et des températures de gaz rares	32
4.2 Tableau de données d'hélium et néon pour la série Bécancour 2	33
4.3 Tableau des données du néon et de l'argon	35
4.4 Tableau des données des isotopes du krypton	37
4.5 Tableau des données des isotopes du xénon	38
4.6 Valeurs et âges ^{14}C de Bécancour.	42
A.1 Valeurs des isotopes stables dans les puits de Bécancour et les valeurs moyennes des précipitations et de la fonte des neiges (Meyzonnat, 2012) .	75
A.2 Valeurs d' ^3He tritiogénique et d' ^4He radiogénique de Bécancour 1 et PACES	76
A.3 Valeurs d' ^3He tritiogénique et d' ^4He radiogénique des séries Bécancour 2	77
A.4 Tableau des âges ^3H - ^3He de Bécancour en utilisant des valeurs de tritium estimées.....	78
A.5 Valeurs mesurées U-Th-K par INAA à Bécancour	79
A.6 Âges U-Th- ^4He et flux d' ^4He calculés pour l'aquifère au roc	79
A.7 Âges U-Th- ^4He et flux d' ^4He calculés pour l'aquifère dans les dépôts meubles	80

RÉSUMÉ

L'eau souterraine est la plus importante source d'eau potable de la planète et il est impératif de la protéger. Dans ce but, le gouvernement du Québec a financé un programme de caractérisation des eaux souterraines. Le projet de datation et traçage des eaux souterraines du bassin versant de la rivière Bécancour s'insère dans ce projet.

Nous avons analysé les gaz rares, les isotopes stables, le radiocarbone et la chimie de l'eau dans ce bassin. Les rapports isotopiques des gaz rares obtenus montrent une signature atmosphérique, donc récente des eaux. Toutefois, nous observons la présence d' ^3He tritiogénique ainsi qu'un excès d' ^4He radiogénique qui vient vieillir les eaux souterraines. Nous avons pu estimer des âges tritium- ^3He qui varient entre 2 et 34 ans. Nous avons également calculé les âges U-Th- ^4He . Les valeurs se situent entre 95 ans et 2.25 millions d'années dépendant de la porosité utilisée lors des calculs.

Nous avons trois hypothèses pour expliquer l'excès d' ^4He : 1) un flux crustal d' ^4He venant du socle précambrien; 2) un apport des saumures profondes de Bécancour; 3) un flux de méthane riche en ^4He venant des gaz de shale des formations de Lorraine ou de l'Utica. Nos données montrent que la combinaison d'un flux crustal et de méthane est l'explication la plus probable. Toutefois, une étude approfondie des vitesses de diffusion de l'hélium et des saumures dans notre substrat est nécessaire. L'analyse du tritium dans la région est également essentielle afin d'obtenir des âges ^3H - ^3He fiables.

INTRODUCTION

Nous pensons trop souvent que notre ressource en eau potable est invulnérable et infinie, car nous possédons une grande réserve de cet or bleu. Toutefois, l'approvisionnement en eau du Canada qui se fait essentiellement dans les rivières et les lacs, est aujourd'hui menacé par le stress climatique, mais également par un stress anthropogénique que nous lui imposons. Notre impact sur l'environnement ne cesse pas d'augmenter et c'est pourquoi la protection de ces ressources naturelles est devenue d'une importance capitale dans les dernières années.

Le gouvernement du Québec, par l'entremise du Ministère du Développement Durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs (MDDEFP) a financé un programme sur 10 ans visant à caractériser les eaux souterraines dans divers bassins versants de la province. Mon projet de Maîtrise s'insère dans le projet global de caractérisation de l'aquifère du bassin versant de la rivière Bécancour. Nous avons entrepris une étude multi-isotopique, incluant les gaz rares, le radiocarbone (^{14}C), les isotopes stables et la chimie de l'eau.

L'objectif principal de ce projet était de déterminer la fraction de l'eau rechargeable à l'échelle humaine afin d'établir un budget hydrique et quantifier les risques de pollution. Pour ce faire, nous devons tracer l'écoulement de l'eau souterraine dans les aquifères peu profonds du bassin versant de la rivière Bécancour, ainsi qu'estimer le temps de résidence de l'eau dans l'aquifère en utilisant les différents isotopes de l'hélium et du carbone.

Ce mémoire comporte cinq chapitres. Le premier chapitre portera sur une introduction à la géographie et la géologie du bassin versant de la rivière Bécancour. Nous y présenterons une caractérisation des dépôts meubles et des unités géologiques de la région, en plus d'une brève description de l'histoire géologique des Basses-Terres du St-Laurent.

Le deuxième chapitre explorera l'hydrogéologie et l'hydrogéochimie de l'aquifère de Bécancour acquis lors de la première partie du projet de caractérisation. Nous y parlerons de l'écoulement régional, de la transmissivité du socle et des concentrations en ions majeurs des eaux souterraines.

Le troisième chapitre expose les techniques d'échantillonnage et d'analyse utilisées au cours de ce projet multidisciplinaire. Il inclut une introduction sur la thermométrie et la datation des eaux par les gaz rares.

Dans le quatrième chapitre, nous présenterons les résultats des analyses des gaz rares et du radiocarbonate. Les concentrations et rapports isotopiques de l'hélium (He), du néon (Ne), de l'argon (Ar), du krypton (Kr) et du xénon (Xe) seront discutées. Les isotopes de l'hélium, montrent la présence d'un excès d' ^4He radiogénique dans les eaux souterraines, suggérant de longs temps de résidence.

Le cinquième chapitre portera sur les interprétations et conclusions des résultats des divers paramètres observés et analysés, notamment les conclusions tirées à partir des isotopes stables, du radiocarbonate, des températures de gaz rares (NGT) et des isotopes de l'hélium et du néon (^3He , ^4He , ^{20}Ne). Finalement, nous présenterons trois hypothèses pour expliquer l'apport d' ^4He radiogénique observé.

CHAPITRE I

GÉOLOGIE DU BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE BÉCANCOUR ET DES BASSES-TERRES DU ST-LAURENT

Ce chapitre porte sur la description géographique et géologique du bassin versant de la rivière Bécancour. On y retrouve l'histoire géologique des Basses-Terres du St-Laurent ainsi que la caractérisation des unités géologiques régionales et en particulier du Quaternaire.

1.1 Bassin de la rivière Bécancour

La zone d'étude couvre le bassin versant de la rivière Bécancour ainsi que huit autres bassins (aux Glaises, aux Orignaux, de la Ferme, Petite Rivière du Chêne, Gentilly, Godefroy, Marguerite et du Moulin). La zone a une superficie totale de 2924 km² (Godbout *et al.*, 2011). Le bassin de Bécancour est situé à une distance d'environ 150 km au NE de Montréal, au sud de Trois-Rivières. Il s'étend du fleuve St-Laurent au NO jusqu'au piedmont des Appalaches au SE (Fig. 1.1).

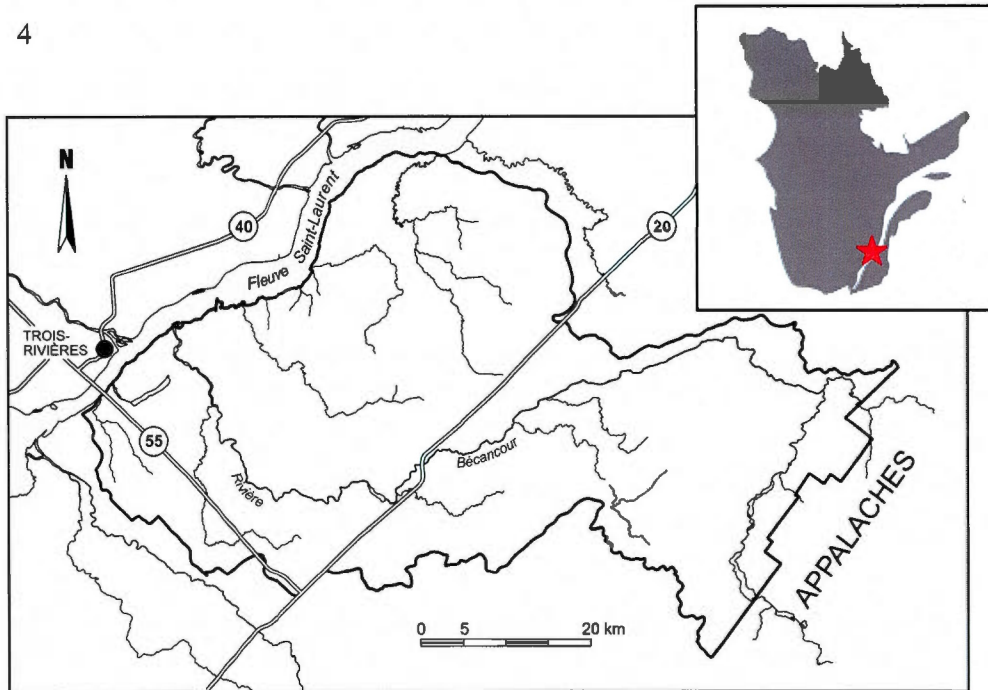


Figure 1.1. Carte de localisation de la zone à l'étude.

1.2 Dépôts quaternaires

Une séquence de dépôts quaternaires pouvant atteindre 100 m d'épaisseur surmonte le socle rocheux d'âge ordovicien. Les sédiments témoignent de trois stades glaciaires (Fig. 1.2) (Godbout *et al.*, 2011) : le stade de St-Laurent à la base est représenté par le till de Bécancour (âge pré-Sangamonien), le stade de Nicolet qui inclut le till de Lévrard (début de la glaciation Wisconsinienne) et le till de Gentilly est associé au stade de Trois-Rivières (fin du Wisconsinien).

On observe aussi deux interstades : Grondines (sédiments de St-Pierre) et Les Becquets (sable de Lotbinière). L'ensemble est surmonté par les sédiments de la mer de Champlain. L'épaisseur des dépôts meubles quaternaires varie de 0 à 100 mètres, en fonction de l'élévation du socle.

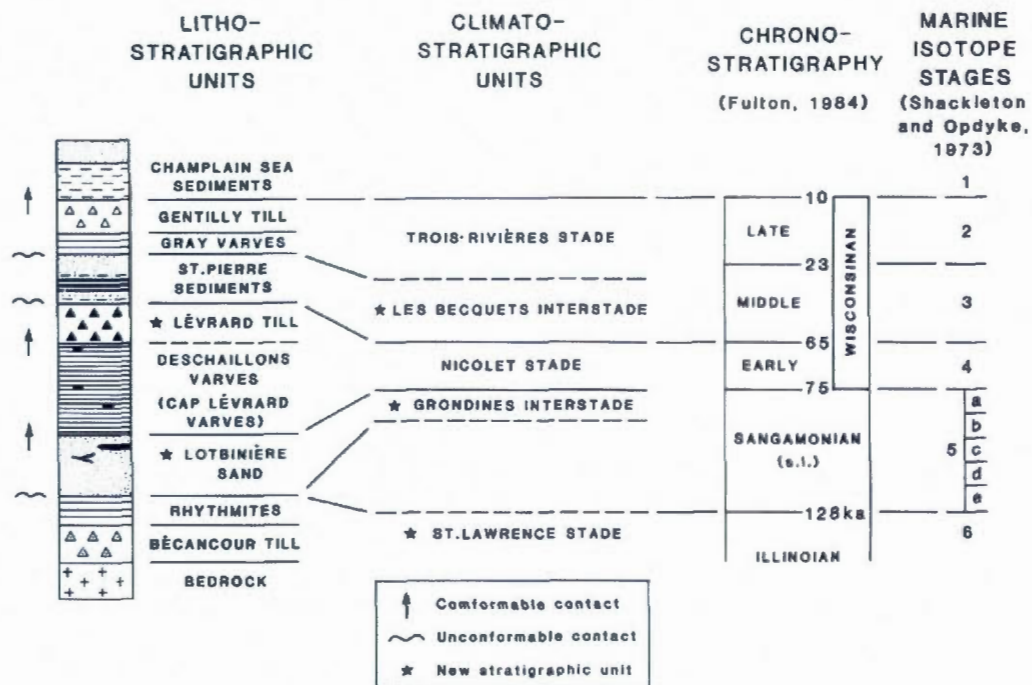


Figure 1.2. Stratigraphie des dépôts pleistocène des Basses-Terres du St-Laurent (Lamothe, 1989)

En amont du bassin, la couverture sédimentaire est surtout composée de tills minces (Meyzonnat, 2012). On trouve également des dépôts fluvioglaciaires dans la vallée de la rivière Bécancour. Le till en couverture continue couvre la majorité de la plaine, mais nous retrouvons également des dépôts sableux éoliens dans la partie centrale.

En aval du bassin, le till est surtout recouvert par des argiles de la mer de Champlain. Les transgressions-régressions de cette dernière ont amené le dépôt de sédiments sableux au dessus des argiles (Fig. 1.3). La couverture sédimentaire est très mince au niveau des montagnes (Fig. 2.2), et plus épaisse près du fleuve St-Laurent (Meyzonnat, 2012).

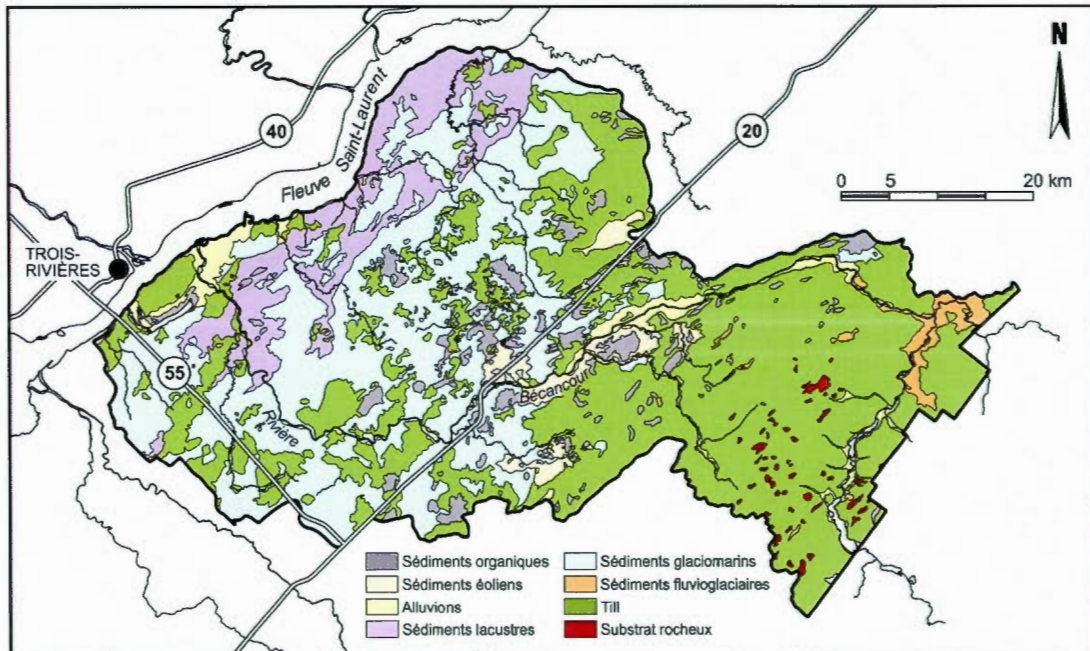


Figure 1.3. Carte des dépôts quaternaires de surface (d'après Godbout et al., 2011, modifiée)

1.3 Géologie régionale

Les Basses -Terres du St-Laurent occupent la région située entre les villes d'Ottawa et de Québec selon un axe NE-SO. Elles atteignent 120 km de largeur dans la région de Montréal. Elles sont bordées par le Plateau Laurentien au NO et par les Appalaches au SE. Elles sont composées de formations sédimentaires datées du Cambrien et de l'Ordovicien dont l'épaisseur varie entre 1500 et 3000 m (Globensky, 1987). La séquence des Basses-Terres représente un cycle complet de transgression-régression.

Deux événements géologiques majeurs ont affecté ces roches sédimentaires ; la formation des Appalaches et la formation des Montérégiennes. Les orogénies Taconiennes (Ordovicien supérieur) et Acadienne (Dévonien) sont à l'origine de la chaîne appalachienne. Au Crétacé, une série d'intrusions magmatiques a été mise en place dans les séries sédimentaires formant les neuf collines montérégiennes connues.

1.4 Basses-Terres du St-Laurent

Les roches sédimentaires ordoviciennes reposent en discordance sur le socle précambrien d'âge grenvillien (Fig. 1.4). Au milieu du Cambrien, une invasion marine entraîne la submersion des terrains précambriens ainsi que le dépôt des grès du Potsdam. Une période de transgression est alors observée. Au début de l'Ordovicien, le bas niveau de la mer a favorisé le dépôt des dolomies du Beekmantown, des grès et calcaires du Chazy ainsi que les dolomies du Black River.

Une subsidence du bassin permet le dépôt des calcaires du Trenton. Le groupe de Trenton a été déposé suite à une subsidence du bassin des Basses-Terres du St-Laurent. Le groupe est subdivisé en plusieurs formations qui diffèrent selon les régions. Il est composé de calcaires argileux avec des interlits de shale vers le sommet qui marquent une transition vers les Shales d'Utica.

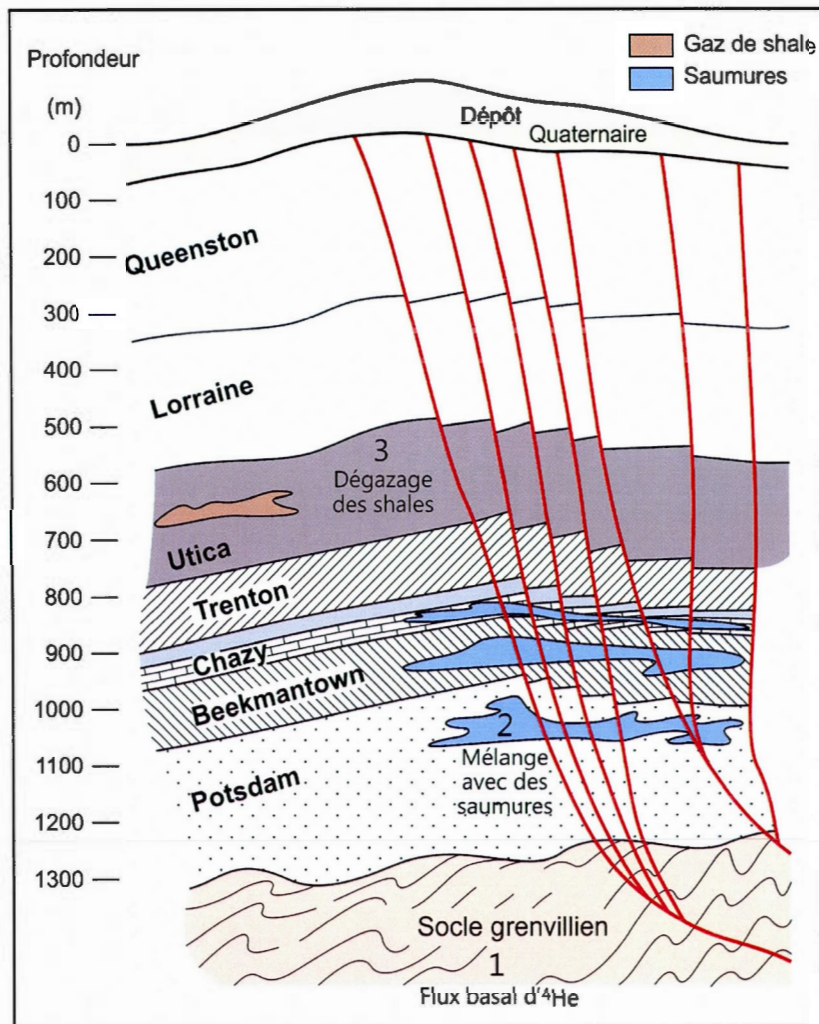


Figure 1.4. Séquence stratigraphique simplifiée de la géologie des Basses-Terres du St-Laurent avec la position des saumures profondes exploitées par Junex Inc. (dessin M. Laithier, UQAM)

La formation des Appalaches à la fin de l'Ordovicien a amené un apport massif d'argiles océaniques permettant la formation des Shales de l'Utica. Ce groupe est formé de shales noirs fortement calcaires (plus de 60% de calcaire) avec une faible teneur en argiles. Les carbonates proviennent de l'érosion de la plateforme carbonatée ordovicienne du Trenton. La puissance moyenne des Shales d'Utica est de 120 m, mais elle peut atteindre jusqu'à 610 m près du lac Champlain.

Les shales sont surmontés par des sédiments plus grossiers appartenant au groupe de Lorraine, qui est le groupe le plus épais des Basses-Terres (800 m). On y retrouve des shales, des grès, des siltstones et des calcaires. Au Québec, il comporte deux formations. La formation de Nicolet est composée de shale gris avec divers interlits. On retrouve ensuite la formation de Pontgravé. Le contact entre les deux groupes est graduel. Cette formation se différencie de la précédente par l'abondance de lits de calcaire très fossilifère à l'intérieur des lits de shale.

Le groupe de Queenston est uniquement formé par la formation de Bécancour. Elle se situe au centre du synclinal de Chambly-Fortierville et elle est composée de shales rouges et de grès verdâtres d'origine Taconique, déposés dans un delta. Lors de la fermeture du bassin, nous observons une phase évaporitique.

Le groupe de Ste-Rosalie est constitué de trois formations : Sainte-Sabine, Les Fonds et d'Iberville. Les deux premières sont composées de 70-80% de shale, avec des interlits de sédiments détritiques et dolomitiques. La troisième est formée de mudstone non calcaireux gris avec des interlits de dolomites brunâtres.

Les autres groupes qui marquent la fin de la série sédimentaire des Basses-Terres du St-Laurent, soit les groupes de Sillery, de Stanbridge, l'olistrotrome de la rivière Etchemin et les schistes de Sutton-Bennet, sont surtout composés de shales et de calcaires avec divers interlits.

À des fins d'analyse, nous avons distingué les puits en quatre groupes selon la lithologie dans laquelle ils se trouvent: Lorraine (Groupe de Lorraine et du Queenston), Schistes de Bennett, Sillery (Groupes de Sillery, de Stanbridge, de Ste-Rosalie et l'Olistostrome de la rivière Etchemin) et Dépôts meubles (Sables des Vieilles-Forges et Sables de Lotbinière).

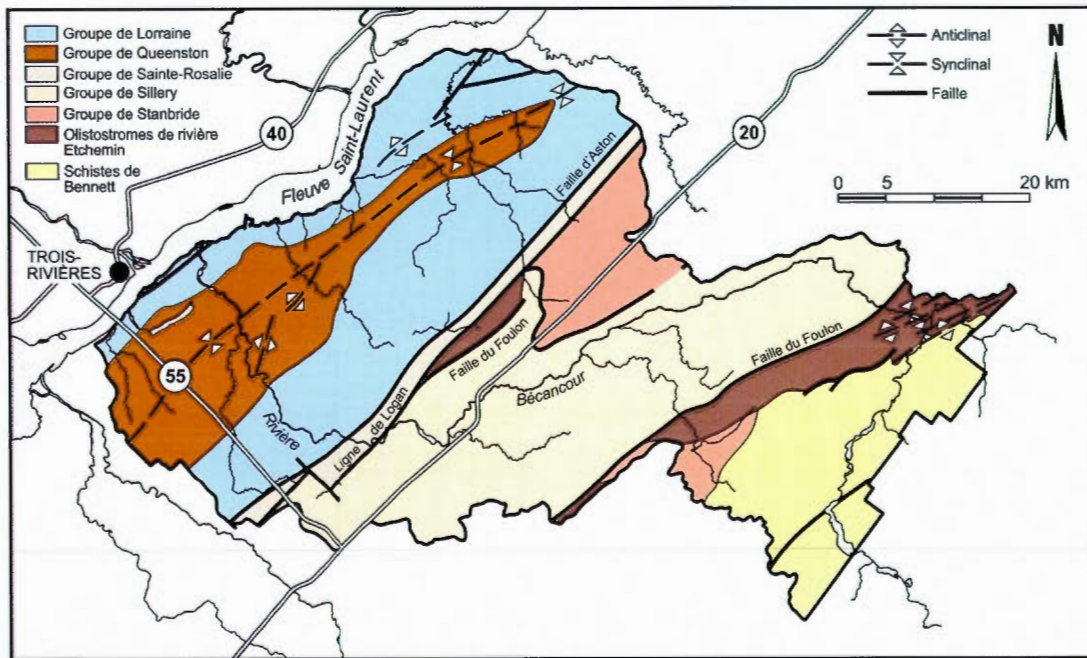


Figure 1.5. Carte géologique du socle rocheux sousjacent le bassin versant de Bécancour
(Meyzonnat, 2012)

La figure 1.5 montre la géologie du roc dans la zone d'étude. On retrouve les formations géologiques allant du Lorraine jusqu'aux schistes de Sutton-Bennet.

CHAPITRE II

HYDROGÉOLOGIE ET HYDROGÉOCHIMIE

2.1 Hydrogéologie du bassin de la rivière Bécancour

Les niveaux piézométriques dans la zone de Bécancour ont été obtenus à partir de la base de donnée du SIH (MDDEP, 2011) et grâce aux relevés de terrain dans 81 puits allant au socle rocheux. La surface piézométrique (Fig. 2.1) est générée en éliminant les points aberrants et en vérifiant qu'aucun point ne dépasse la valeur du modèle d'élévation. La ligne A-B représente un profil géologique entre Plessisville et le fleuve St. Laurent, dans le sens de l'écoulement, du bassin versant de la rivière Bécancour

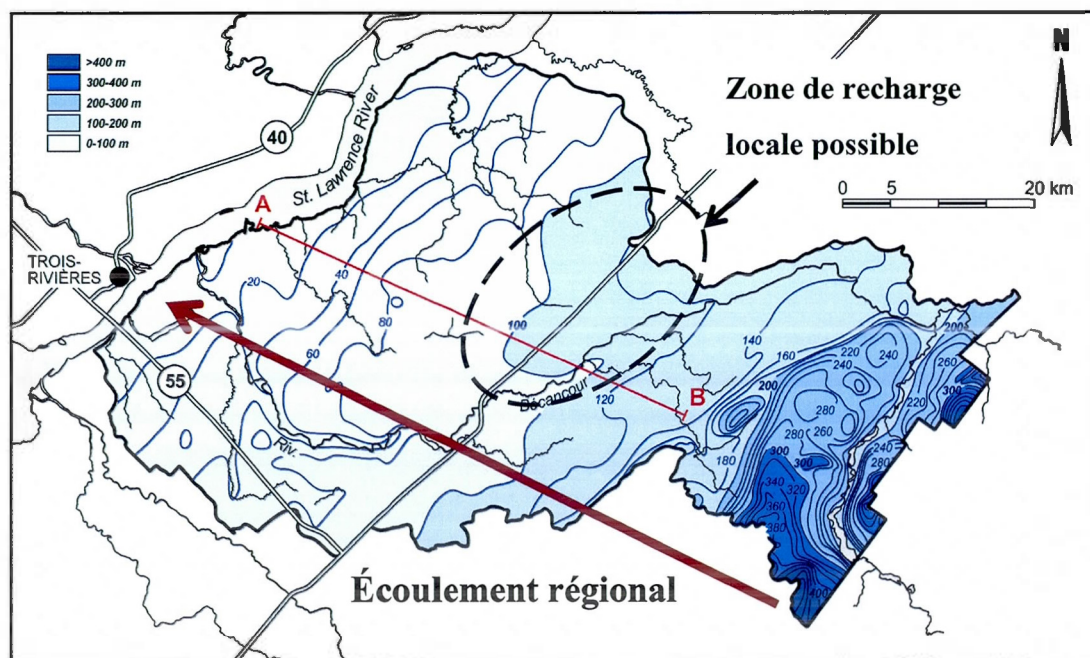


Figure 2.1. Carte piézométrique de l'aquifère du socle rocheux (Meyzonnat, 2012)

Les niveaux piézométriques du socle rocheux varient entre 0 et 530 m (Meyzonnat, 2012). Les niveaux piézométriques les plus élevés sont retrouvés près des Appalaches tandis que les plus faibles se situent dans la plaine indiquant un écoulement de direction SE-NO. On peut observer une remontée du niveau piézométrique au NO de la rivière Bécancour, indiquant une recharge locale probable, qui induit un écoulement local vers le SE. On peut également remarquer l'influence des rivières sur les niveaux piézométriques.

Dans le bassin de la Bécancour, l'écoulement de l'eau souterraine se fait en fonction de la topographie : la recharge se situe au niveau des Appalaches, où la couverture sédimentaire est mince associé à un relief plus élevé, et l'eau s'écoule vers le fleuve St. Laurent avec une direction supposée SE-NW (Fig. 2.2). L'aquifère du socle rocheux est formé d'interlits complexes de shale, de grès, de mudstone et de matériaux calcaireux (Meyzonnat, 2012). La présence dans la plaine de sables quaternaires ainsi qu'une faible couverture argileuse suggèrent la présence de recharges localisées des aquifères (aquifères semi-confinés : Sables des Vieilles Forges et Sables de Lotbinière ; Godbout, 2013). Dans la partie aval, l'aquifère devient confiné sous les argiles de la Mer de Champlain.

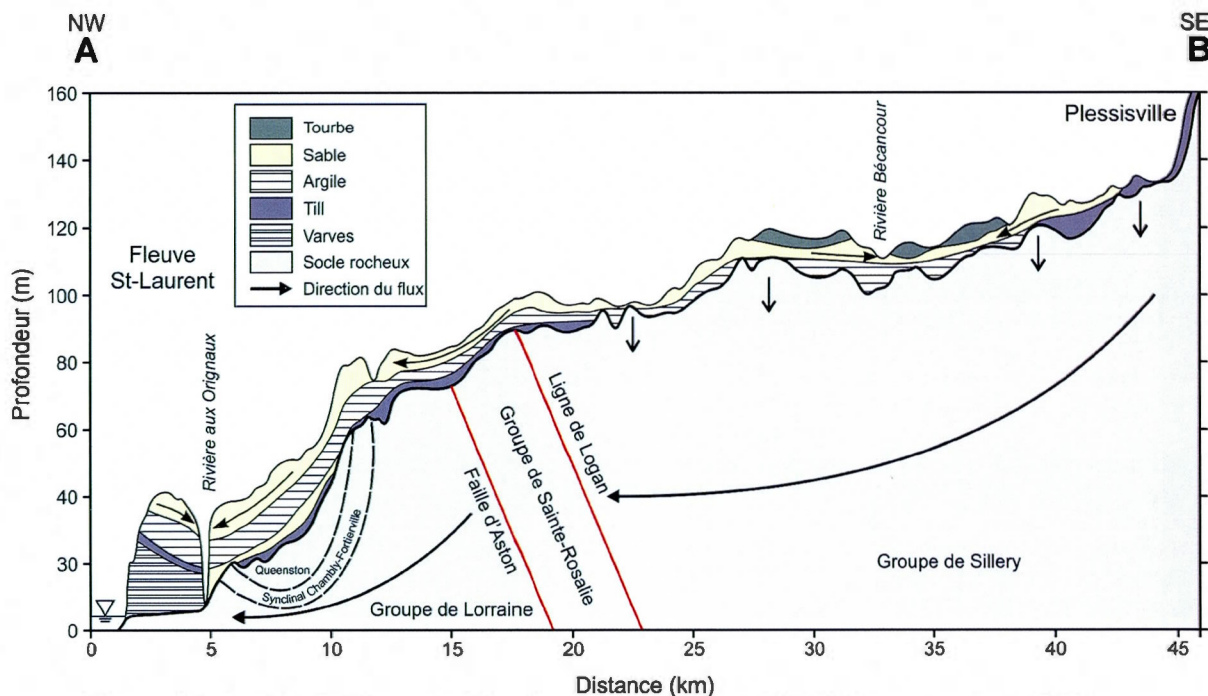


Figure 2.2. Profil A-B (Figure 2.1) dans le sens d'écoulement, NW-SE (Larocque *et al.*, 2010)

Des essais de pompage dans l'aquifère et dans les dépôts meubles ont été réalisés dans la région par l'équipe de Marie Larocque (UQAM) dans le cadre du projet PACES (Gagné *et al.*, 2011). Les valeurs de transmissivité du socle sont très hétérogènes, avec de fortes variations selon les formations (de $1.12 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ à $6.49 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$). La valeur moyenne de transmissivité est de $1.6 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ (Meyzonnat, 2012). Cette valeur est très faible considérant les valeurs moyennes des calcaires et grès ($10^{-2} - 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ en Lorraine; BRGM), mais qui est cohérente avec les valeurs moyennes de shales ($10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ pour les grès et shale du Westphalien; ISSP).

2.2 Hydrogéochimie

Nous utilisons les données hydrogéochimiques des ions majeurs, métaux et éléments traces pour étudier l'écoulement régional des eaux souterraines ainsi que les zones de recharge. La géochimie des puits à Bécancour a été réalisée dans le cadre du projet PACES (Meyzonnat, 2012). La composition de l'eau change dans l'aquifère selon le sens de l'écoulement. Ceci est imputé à plusieurs processus dans l'environnement. Les processus hydrogéochimiques sont contrôlés par 4 processus : la dissolution des carbonates, l'échange cationique entre $\text{Ca}^{2+}_{\text{eau}}$ et $\text{Na}^{+}_{\text{argile}}$, le mélange avec des eaux souterraines salines et la diffusion de l'eau porale d'origine marine qui a été piégée dans les argiles de la Mer de Champlain (Fig 2.3; Cloutier *et al.*, 2008). La concentration en ions majeurs (Na^{+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^{+} , HCO_3^{-} , Cl^{-} , SO_4^{2-} ; en meq/L) reportée sur un diagramme de Piper (Fig. 2.4) définit les variétés d'eau présentes dans les aquifères du bassin de la Bécancour (Meyzonnat, 2012). Les échantillons forment trois groupes distincts. Le premier (Ca-Mg-HCO_3) caractérise la recharge récente. Le second groupe (Na-HCO_3) représente des eaux ayant subies un échange cationique. Les eaux saumâtres liées à la Mer de Champlain appartiennent au dernier groupe (NaCl).

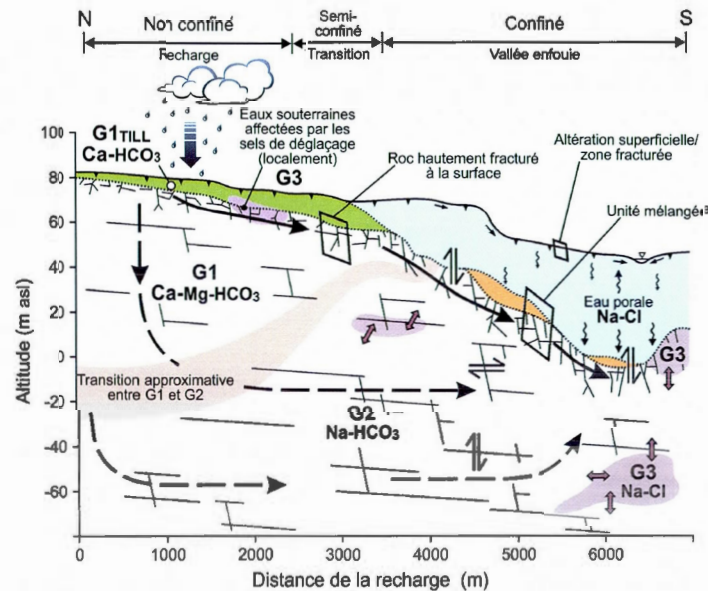


Figure 2.3 Modèle des processus hydrogéochimiques dans les Basses-Terres (Cloutier, 2008)

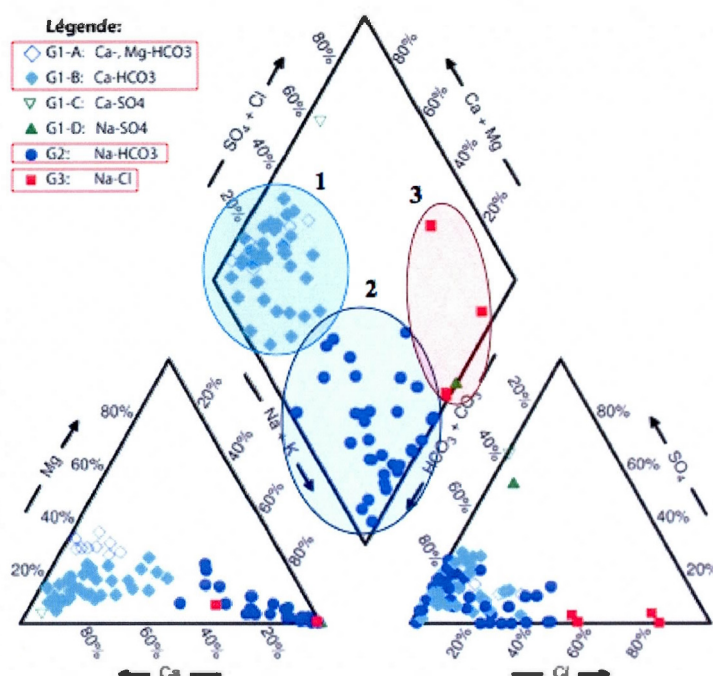


Figure 2.4. Diagramme de Piper mettant en évidence les familles géochimiques des eaux
(tiré de Meyzonnat, 2012)

Le groupe 1 se retrouve essentiellement dans le piedmont des Appalaches où il y a des zones de recharge mais aussi à travers la plaine. L'eau au centre du bassin appartient au second groupe montrant une évolution géochimique dû aux échanges cationiques entre la recharge et la décharge. Seulement quelques puits montrent un apport de NaCl, provenant d'un mélange avec des eaux de la Mer de Champlain. Ils sont localisés le long d'un transect parallèle au fleuve St-Laurent, au cœur du synclinal Chambly-Fortierville (Figure 2.2).

Nous avons fait un diagramme de Piper (Fig. 2.5 (a)) en séparant nos puits selon les groupes de lithologies mentionnés précédemment dans la section 1.4. Si nous regardons juste le diagramme des cations (Fig. 2.5 (b)), nous remarquons que le groupe Schiste de Bennett à un rapport $\text{Ca}/\text{Na}+\text{K}$ assez élevé et peu variable, indiquant peu de mélange dans ces eaux. Pour les autres groupes, nous observons une variation du rapport $\text{Ca}/\text{Na}+\text{K}$ allant de très enrichi en Ca^{2+} , similaire aux Schistes de Bennett (en rouge) à enrichi en Na^+ et K^+ .

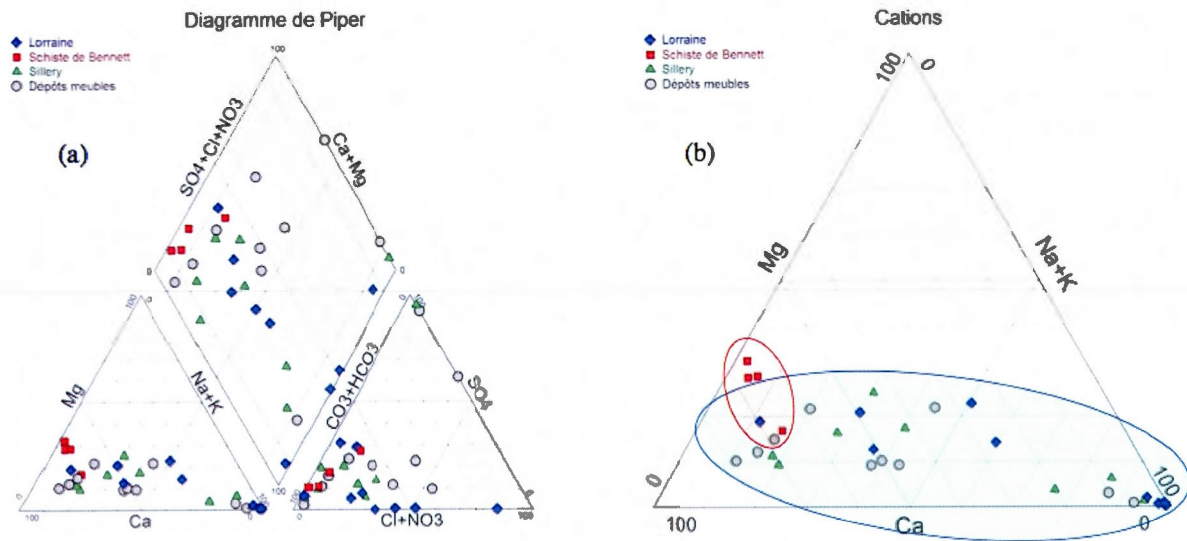


Figure 2.5 Diagramme de Piper global (a) et des cations (b) selon les lithologies retrouvées à Bécancour des puits analysés durant ce projet.

CHAPITRE III

MATÉRIAUX ET MÉTHODES

3.1 Gaz rares

Les gaz rares sont des gaz non-réactifs qui ont une concentration constante dans l'atmosphère. Lorsque l'eau se recharge dans l'aquifère, la concentration des gaz rares dans l'eau est proportionnelle à celle de l'atmosphère et dépendante de leur solubilité. Le temps de résidence de l'eau dans l'aquifère et l'occurrence de divers processus géologiques vient changer la concentration initiale des gaz rares dans l'eau souterraine. Il y a quatre composantes de gaz rares qui peuvent être présentes dans l'eau souterraine (Fig. 3.1) : la composante atmosphérique, radiogénique, tritiogénique et mantellique. Dans la figure 3.1 nous différencions « âge de l'eau » et « temps de résidence », le premier étant le temps écoulé depuis l'entrée dans l'aquifère jusqu'au moment de l'échantillonnage et le deuxième étant le temps entre la recharge et la décharge. Si l'échantillonnage se fait au niveau de la décharge, l'âge et le temps de résidence seront égaux.

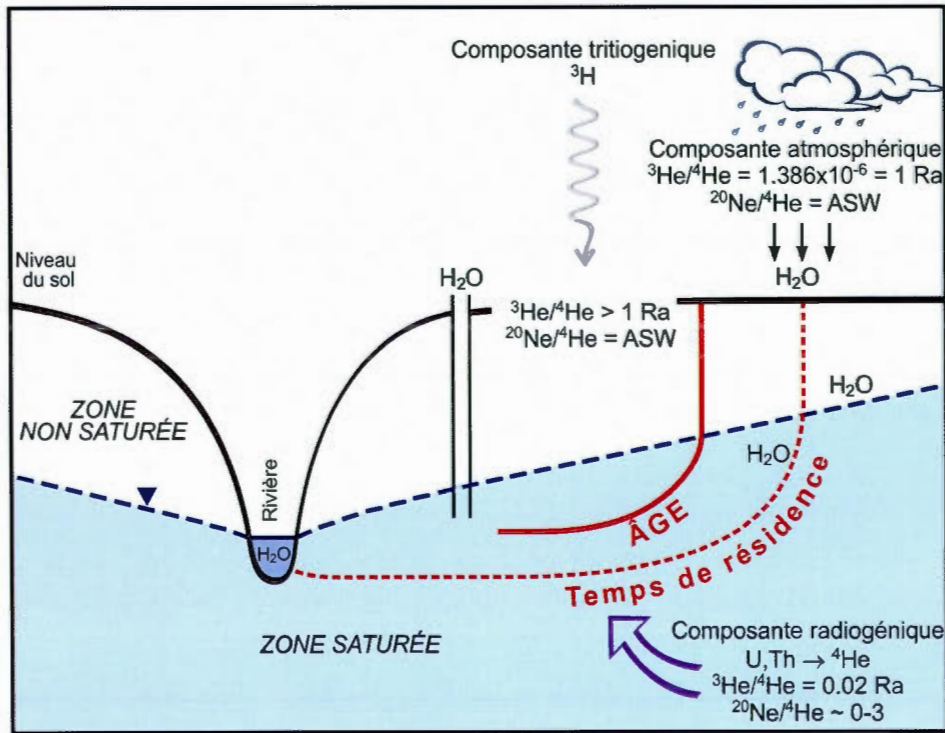


Figure 3.1 Schéma des sources d'hélium dans un aquifère et l'évolution, avec l'âge, des rapports isotopiques (modifié de Kazemi *et al.*, 1998).

3.1.1 Composante atmosphérique

La composante atmosphérique des gaz rares est représentée par la quantité de gaz rares qui entrent en solution dans l'eau souterraine (ASW ou Air Saturated Water ; Mazor, 1972). Les quantités de gaz rares dissoutes dans l'eau souterraine sont inversement proportionnelles à la température ambiante et les solubilités augmentent avec la masse du gaz (Fig. 3.2). Donc le Xe et le Kr sont plus solubles que l'Ar tandis que l'He et le Ne sont moins solubles (Pinti et van Drom, 1997). La proportionnalité entre température et solubilité permet l'utilisation des gaz rares atmosphériques comme indicateurs des paléo-températures au moment de la recharge (Mazor, 1972). Si les quantités des gaz rares sont modifiées par la solubilité, les rapports isotopiques restent constants ou sont légèrement fractionnés par des processus physiques liés à leur masse.

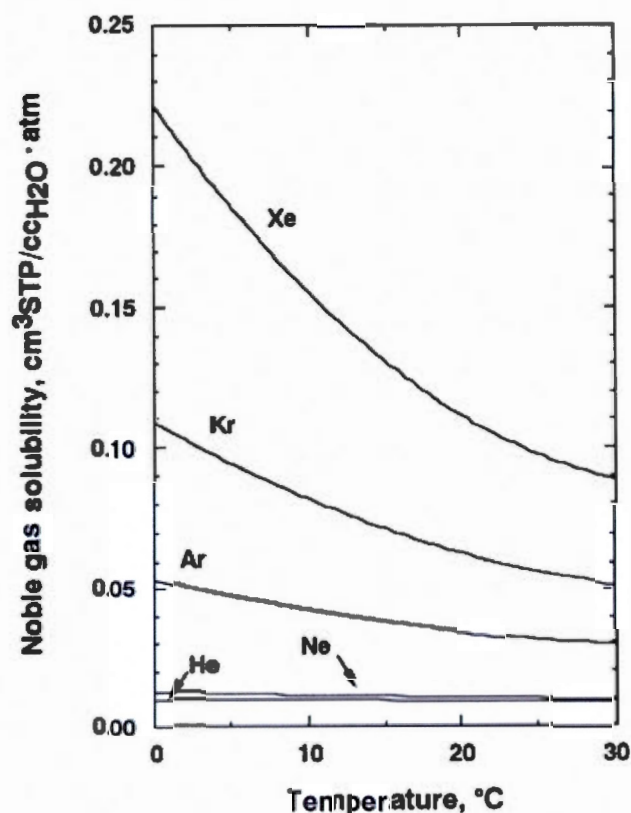


Figure 3.2 Solubilité des gaz rares en fonction de la température (tiré de Pinti et van Drom, 1997)

Dans le cas de l'hélium, que nous traiterons de façon exhaustive tout au long de ce mémoire, le rapport isotopique atmosphérique $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R) est égal à 1.386×10^{-6} (Ozima et Podosek, 2002). Ce rapport est généralement défini comme « Ra » et toute autre composition isotopique de l'hélium comme le rapport normalisé à celui de l'air R/R_a (celui de l'air étant égal à 1 par définition). Le rapport isotopique de l'air dissout dans l'eau semble être fractionné comme suggéré par les études menées par Benson et Krause (1980). Le rapport Ra à l'équilibre (R_{eq}) serait égal à αR_a où α est le facteur de fractionnement égal à 0.983 (Aeschbach-Hertig *et al.*, 1998).

3.1.2 Composante radiogénique et tritiogénique

Plusieurs isotopes des gaz rares sont produits par la décroissance des éléments radioactifs contenus dans les roches, en particulier l' ^4He et le $^{40}\text{Ar}^*$. L' ^4He dérive de la décroissance α de ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th (Morrison et Pine, 1955), le $^{40}\text{Ar}^*$ de la décroissance par capture électronique du ^{40}K (Weizäcker, 1937). La production d' ^4He *in situ* est causée par la désintégration de l'uranium dans les roches encaissantes de l'aquifère. L' ^4He va s'accumuler dans l'eau et sa concentration va dépendre du taux de production de la roche. Il est possible de calculer des âges *in situ* avec le taux de production grâce à la formule de Torgersen et Stute (2009) :

$$[^4\text{He}_{\text{radiogénique}}]_{\text{eau}} = P_{\text{roche}}^{4\text{He}} \times \Lambda_{4\text{He}} \times \left(\frac{1-\phi}{\phi} \right) \times \rho \times t \quad (3.1)$$

$$t = \frac{[^4\text{He}]_{\text{radiogénique}}^{\text{fluide}}}{P_{\text{fluide}}^{4\text{He}} \times \Lambda_{4\text{He}} \times \left(\frac{1-\phi}{\phi} \right) \times \rho} \quad (3.2)$$

Avec:

$[^4\text{He}_{\text{radiogénique}}]_{\text{fluide}}$: accumulation d' ^4He dans l'eau ($\text{cm}^3\text{STP/g}_{\text{H}_2\text{O}}$ yr)

$P_{\text{roche}}^{4\text{He}}$ est le taux de production d' ^4He dans la roche encaissante

($P_{\text{roche}}^{4\text{He}} = 1.19 \times 10^{-13} \times [\text{U en ppm}] + 2.88 \times 10^{-14} \times [\text{Th en ppm}]$)

$\Lambda_{4\text{He}}$ est le facteur de rétention de l'hélium (généralement $\Lambda_{4\text{He}} = 1$; Torgersen and Stute, 2013)

ϕ est la porosité

ρ est la densité de la roche (g/cm^3)

t est le temps de résidence de l'eau (yr)

Nous assumons un système de type « piston flow » avec un écoulement simple et parfait qui peut être décrit par la loi de Darcy. La quantité d'eau dans le système est invariable car le bilan de l'eau de la recharge et de la décharge s'annule (Geyh et al., 2000).

De plus, l'accumulation de l' ^4He va entraîner la diminution du rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ par rapport à celui de l'atmosphère le long de la ligne d'écoulement, de la recharge vers l'aval (Fig. 3.1).

Dans le cas de l'hélium, l'isotope de masse 3 peut être produit dans des eaux très récentes par la décroissance du tritium (^3H). Cette composante est dite tritiogénique. Le tritium est produit par réaction de spallation dans la haute atmosphère (tritium naturel ou cosmogénique) et comme produit des réactions nucléaires (tritium anthropogénique ou artificiel). Lors des essais nucléaires mondiaux dans les années 1950-1960, une énorme quantité de ^3H a été relâchée dans l'atmosphère créant ainsi un pic de tritium anthropogénique (Fig. 3.3). Le tritium est un isotope radioactif avec une demie vie de 12.32 ans. Il entre à l'équilibre dans l'eau souterraine et commence à se désintégrer en ^3He . L'hélium va s'accumuler dans l'aquifère (Aeschbach-Hertig *et al.*, 1997). Il est possible de dater les eaux grâce à la relation père-fils entre le tritium et ^3He . Une accumulation d' ^3He va faire augmenter le rapport $^3\text{He}/^4\text{He} > 1 \text{ Ra}$.

$$\begin{aligned}
 ^3\text{H} &= (^3\text{H} + ^3\text{He}_{\text{tri}}) * e^{-\lambda t} \\
 e^{\lambda t} &= \left(1 + \frac{[^3\text{He}]_{\text{tri}}}{[^3\text{H}]} \right) \\
 \lambda t &= \ln \left(1 + \frac{[^3\text{He}]_{\text{tri}}}{[^3\text{H}]} \right) \\
 t &= \frac{T_{1/2}}{\ln 2} * \ln \left(1 + \frac{[^3\text{He}]_{\text{tri}}}{[^3\text{H}]} \right)
 \end{aligned}
 \tag{3.3}$$

Où t est égal à âge de l'échantillon, $T_{1/2}$ est la demi-vie du tritium (12.32 ans ; Unterweger *et al.*, 1980), $[\text{He}_{\text{tri}}]$ est la concentration d' ^3He tritiogénique dans l'échantillon et $[\text{H}]$ est la concentration de tritium dans l'échantillon (Torgersen *et al.*, 1979).

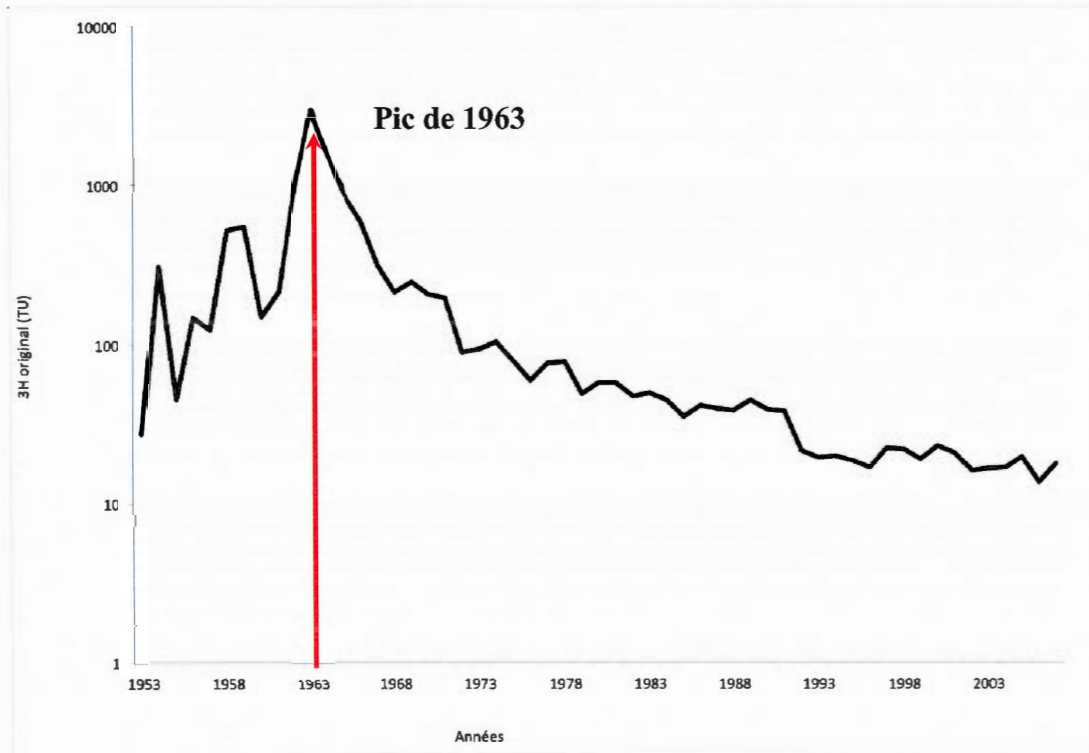


Figure 3.3 Courbe du tritium mesuré à la station d'Ottawa (données IAEA/WMO 2006)

3.1.3 Composante mantellique

Le manteau terrestre est enrichi en plusieurs isotopes des gaz rares, le plus abondant étant l' ^3He . Il est possible d'avoir une contamination en ^3He mantellique lorsque le manteau se rapproche de la surface, comme dans une zone d'activité volcanique (Mamyrin et Tolstikhin, 1984) ou un champ géothermal (Pinti *et al.*, 2013). Les eaux souterraines circulant dans des bassins sédimentaires d'extension, même anciens (Ma *et al.*, 2009), peuvent être contaminés par de l' ^3He d'origine mantellique remontant à la surface à travers des systèmes de failles régionales (Marty *et al.*, 1992). Ces systèmes de failles sont liés à des épisodes de rifting anciens ou récents (Pinti et Marty, 1995 ; Ma *et al.*, 2009). Dans les Basses Terres du St. Laurent, 2-3% d' ^3He d'origine mantellique ont été retrouvés dans des saumures très anciennes piégées dans les séries Cambro-ordoviciennes du Potsdam et du Chazy à

Bécancour (Pinti *et al.*, 2011). Pourtant, nous verrons lors de l'analyse des résultats que les eaux de surface de la région ne semblent pas contenir d'anomalie d'hélium de ce type.

3.1.4 Température de gaz rare (NGT)

Les gaz rares atmosphériques (Ne, Ar, Kr, Xe) dissous dans l'eau souterraine peuvent servir de thermomètre car leur concentration est inversement proportionnelle à la température de l'eau au moment de la recharge (Mazor, 1972), ils peuvent ainsi nous apporter de l'information sur les conditions de recharge.

Plusieurs modèles ont été utilisés par le passé pour calculer les NGT, le premier étant une technique graphique utilisant un graphique des concentrations de Ne vs Xe (Aeschbag-Hertig et Solomon, 2000). Ils utilisaient ces deux gaz car ils présentent les plus grandes variations de solubilité. Avec cette méthode, il est difficile d'arriver à une température de gaz rares commune à tous les gaz. Le modèle de Ballentine et Hall (1999), propose une solution. Le modèle utilise un algorithme qui recherche les paramètres optimaux pour déterminer les concentrations des gaz rares dans l'eau (température d'équilibration, excès d'air). Cette méthode permet une meilleure précision car elle utilise les erreurs mesurées des concentrations de gaz pour valider les températures obtenues au lieu d'utiliser la variance des températures d'équilibration des différents gaz (Aeschbag-Hertig et Solomon, 2000). Ensuite, un modèle d'équilibration en système fermé a été élaboré (Aeschbag-Hertig, *et al.*, 2008) en utilisant le χ^2 minimal (un paramètre dépendant de la variance entre les concentrations mesurées et modelées).

3.2 Échantillonnage

L'échantillonnage des gaz rares dans la région de Bécancour a été effectué lors de l'été 2010 parallèlement aux prélèvements pour l'analyse des éléments majeurs, traces et les isotopes stables. Nous avons échantillonné 31 puits (Tableau 3.1) selon deux transects principaux : le premier dans le sens de l'écoulement SE – NO et le deuxième au cœur du synclinal Chambly-Fortierville. Les puits ont été séparés en trois séries (Fig. 3.4). Les séries

Bécancour 1 et PACES ont été analysés à l'Université du Michigan. Les analyses de la troisième série, Bécancour 2, ont été réalisées à l'Université du Tokyo.

Sample	Longitude	Latitude	Altitude	Profondeur du puit	Substrat	Lithologie
			m asl	m		
Bécancour 1						
bec101-2	-72,169	46,276	90,6	47,2	roc	Lorraine
bec103-2	-72,320	46,148	81,7	43,6	roc	Ste-Rosalie
bec105-2	-72,001	46,364	91,7	7,0	granulaire	Dépôt meubles
bec107-1	-72,248	46,216	82,0	36,6	roc	Lorraine
bec110-2	-72,501	46,185	49,7	37,8	roc	Queenston
bec112-2	-71,873	46,412	115,0	38,1	roc	Stanbridge
bec118-2	-72,127	46,527	41,7	6,1	granulaire	Dépôt meubles
bec119-1	-72,053	46,509	54,8	45,7	roc	Lorraine
bec126-1	-71,545	46,304	210,2	49,1	roc	Olistostrome
bec137-2	-71,631	46,352	141,6	23,7	roc	Sillery
bec138-2	-71,704	46,340	130,6	32,0	roc	Sillery
bec147-1	-71,816	46,348	122,9		roc	Stanbridge
bec148-2	-71,773	46,327	120,2	64,6	roc	Sillery
bec149-1	-71,803	46,256	128,1	54,9	roc	Sillery
PACES						
F1	-71,619	46,202	283,0	30,0	roc	Schiste de Bennett
F2	-71,754	46,297	130,0	42,0	roc	Sillery
F3	-72,202	46,351	84,9	78,3	roc	Lorraine
F4	-71,846	46,382	128,5	36,6	roc	Stanbridge
F5	-71,914	46,451	103,0	47,2	roc	Lorraine
F9	-72,469	46,326	10,0	35,7	roc	Lorraine
Bécancour 2						
bec100-2	-72,073	46,260	101,0	51,8	roc	Sillery
bec102-1	-72,029	46,490	60,1	21,6	roc	Queenston
bec104-2	-72,258	46,105	96,9	28,0	roc	Sillery
bec108-2	-72,410	46,223	50,2	21,5	granulaire	Dépôt meubles
bec109-2	-72,151	46,345	88,6	10,0	granulaire	Dépôt meubles
bec111-1	-72,217	46,238	90,0	16,8	granulaire	Dépôt meubles
bec115-2	-71,580	46,100	322,6	68,6	roc	Schiste de Bennett
bec124-2	-71,600	46,250	317,3	2,2	granulaire	Dépôt meubles
bec126-2	-71,545	46,304	210,2	49,1	roc	Olistostrome
bec131-2	-71,742	46,137	211,0	22,9	roc	Schiste de Bennett
bec132-2	-71,699	46,150	310,4	38,1	roc	Schiste de Bennett
bec145-1	-72,425	46,174	66,5	13,7	roc	Lorraine

Tableau 3.1 Puits échantillonnés dans le bassin versant de la rivière Bécancour

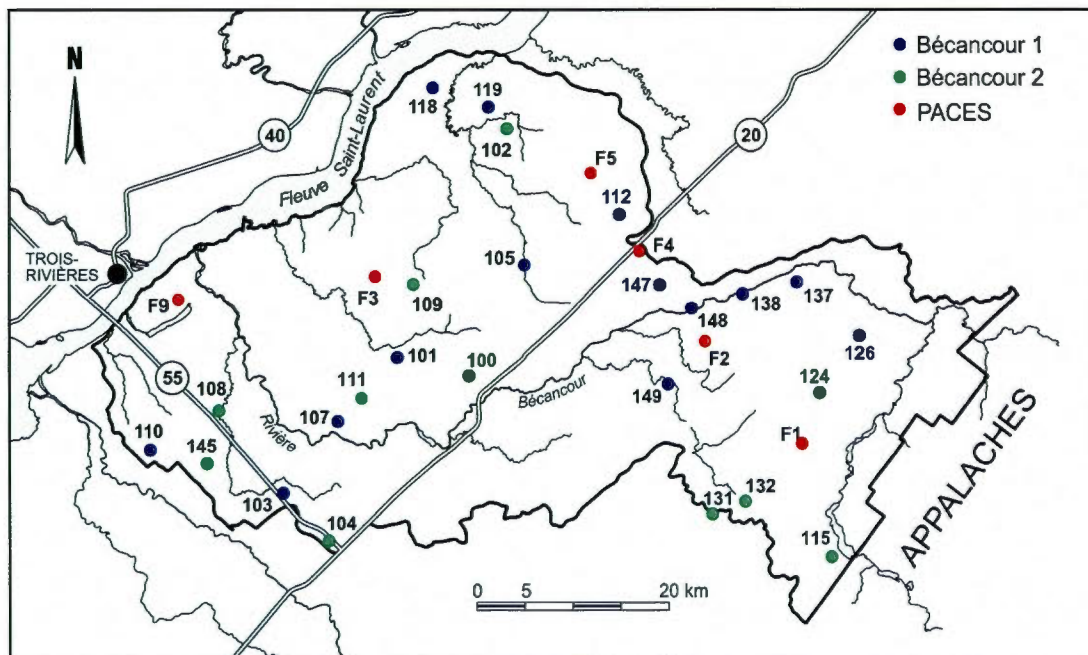


Figure 3.4 Carte de localisation géographique des puits analysés

L'eau souterraine a été prélevée dans des tubes en cuivre de qualité frigorifique de 3/8 de pouce selon la méthode « Piggyback » (Weiss, 1968). Les tubes sont connectés au robinet extérieur des puits résidentiels (Fig. 3.5), les plus proches du puits et avant tout système de filtration et adoucisseur d'eau pour éviter la contamination avec l'air. La connexion est faite grâce à un tube en PVC flexible. Les tubes de cuivre sont fixés à l'aide de deux mâchoires situées aux extrémités à une base métallique. À l'autre bout du tube de cuivre, nous fixons un deuxième tube de plastique que l'on plonge dans un contenant rempli d'eau pour éviter la contamination atmosphérique en aval. Il faut empêcher l'air d'entrer dans le tube de cuivre par cette extrémité. Nous fixons les deux tuyaux en plastique au tube de cuivre avec des serre-joints.

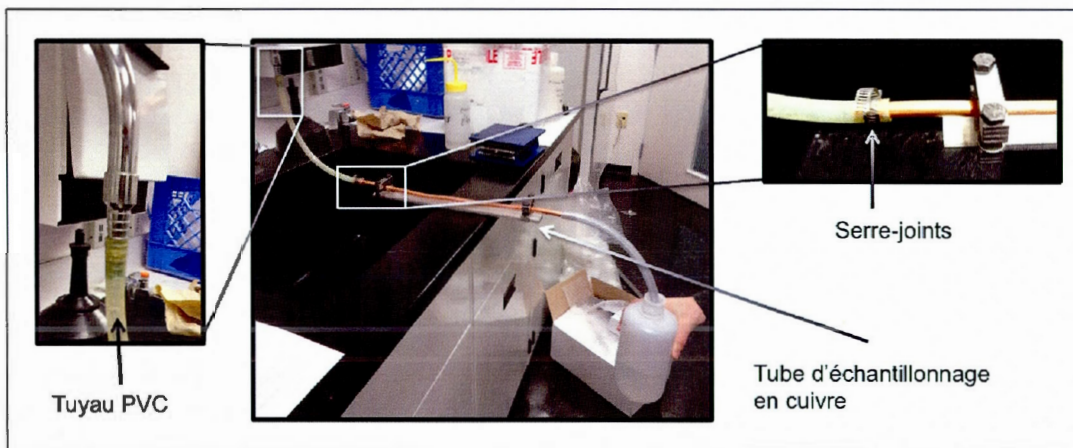


Figure 3.5 Procédé d'échantillonnage théorique réalisé en laboratoire

Lorsque le dispositif d'échantillonnage est mis en place, nous ouvrons le robinet et nous laissons circuler l'eau pendant 10 à 20 minutes, plus longtemps pour les puits profonds afin de vider les tuyaux de l'eau contaminée par l'atmosphère. Nous nous assurons qu'il n'y a aucune bulle d'air dans les tuyaux avant et après le tube de cuivre. À ce moment, nous fermons la mâchoire la plus éloignée du puits avec une perceuse électrique. Nous fermons ensuite l'autre mâchoire et nous pouvons finaliser la fermeture avec une clé. Les échantillons sont numérotés, avec le nom du puits et la date.

3.3 Laboratoire

Le laboratoire de gaz rares de l'Université du Michigan a analysé les échantillons au cours de l'été 2011. Il possède une ligne d'extraction et de purification ainsi qu'un spectromètre de masse capable d'analyser l'abondance isotopique des gaz rares ($^3,^4\text{He}$, $^{20,21,22}\text{Ne}$, $^{36,38,40}\text{Ar}$, $^{80,82,83,84,86}\text{Kr}$, et $^{128,129,130,131,132,134,136}\text{Xe}$).

3.3.1 Ligne d'extraction

La ligne d'extraction comporte quatre parties. L'échantillon (tube en cuivre) occupe la première. Dans la seconde partie, nous retrouvons un piège à azote liquide qui sert à enlever l'eau contenu dans l'échantillon. La troisième zone est composée d'un piège à CuO

qui élimine les traces d'hydrocarbures des échantillons. Elle comprend aussi les réservoirs des standards d'air calibrés pour libérer des quantités précises de standard à analyser. La dernière zone contient un piège à titane qui purifie l'échantillon en faisant réagir les gaz actifs et un séparateur cryogénique qui permet de libérer les gaz rares en fonction de leur masse (Burnard *et al.*, 2013).

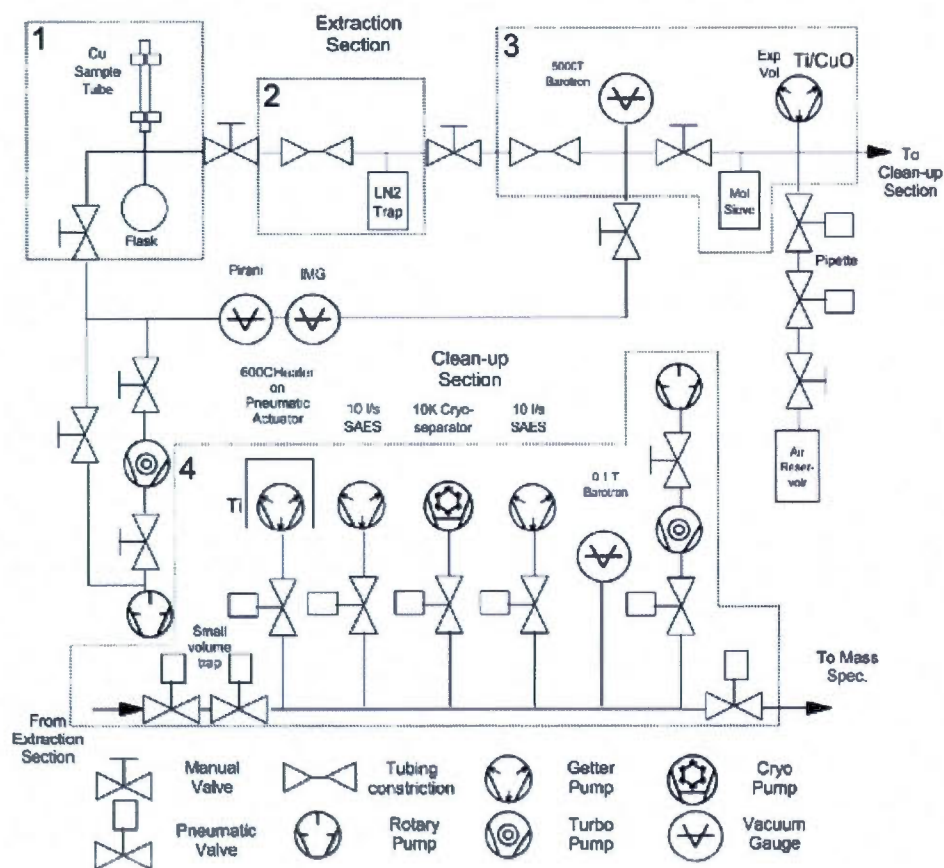


Figure 3.6 Schéma de la ligne d'extraction des gaz rares (tiré de Ma, 2008)

3.3.2 Spectromètre de masse

Le spectromètre de masse est un MAP-215. Il est muni d'une cage de Faraday et d'un multiplicateur d'électrons, permettant la mesure des isotopes de faibles concentrations. La résolution du spectromètre est telle qu'elle permet la séparation de ${}^3\text{He}^+$ et de HD^+ . Les gaz rares légers (Ne) et la masse 4 du rapport ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ sont analysés par la cage de Faraday tandis que le multiplicateur d'électrons est utilisé pour l'analyse de la masse 3 de l'hélium et les gaz plus lourds (Ar, Kr et Xe).

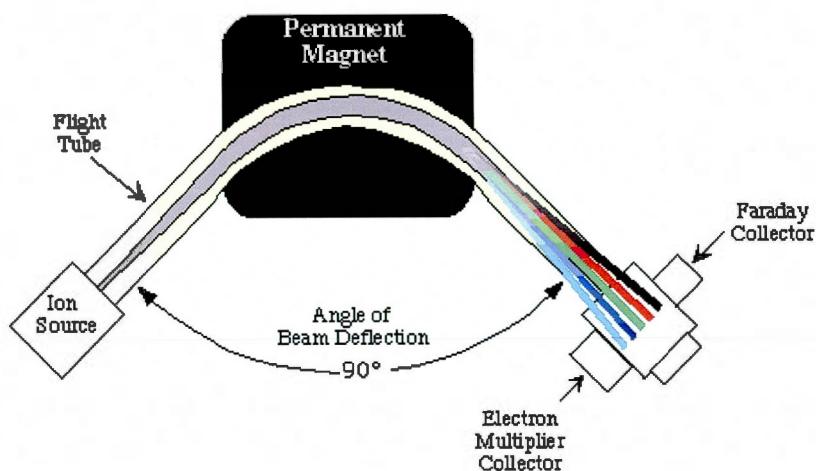


Figure 3.7 Schéma du spectromètre de masse (tiré du site du NMGRL)

3.4 Activation neutronique

Nous avons mesuré les concentrations d'U, Th et K dans des carottes de sédiments près des puits de surface ainsi que des échantillons de roche lors de forage PACES afin de calculer les taux de production in situ d' ^4He dans l'aquifère.

Nous avons broyé ces échantillons. Nous avons pesé environ deux grammes de chaque échantillon que nous avons placé dans des capsules en polyéthylène afin de permettre l'analyse par activation neutronique. Une fois les capsules scellées, elles ont été envoyées au laboratoire SLOWPOKE de la Polytechnique de Montréal.

Un petit réacteur de type piscine (SLOWPOKE) produit un flux de neutrons. Un flux de 5.4×10^{11} neutrons/cm²*s a été utilisé pour nos analyses. Le temps d'irradiation des échantillons ainsi que l'information sur les standards utilisés n'ont pas été transmis avec les résultats.

La méthode consiste à irradier un échantillon avec des neutrons pour le rendre radioactif. Par la suite, les rayons gamma émis par l'échantillon sont mesurés dans un spectromètre de rayons-gamma, pour déterminer la concentration des différents éléments présents (Glascock et Neff, 2003).

3.5 Radiocarbone

Lors de l'été 2010, un échantillonnage a également été fait afin de réaliser des datations par le ^{14}C . Nous avons rempli des bouteilles Nalgène de 1L, que nous avons envoyé à l'Université Paris SUD.

Les espèces de carbone (CO_2 , TDIC et carbonates) ont été converties en CO_2 par acidification directe, et le $\delta^{13}\text{C}$ a été mesuré sur un spectromètre de masse (SIRA) au laboratoire IDES. Le $\delta^{13}\text{C}$ est reporté selon la notation δ (‰) soit eq. 3.4, exprimé en fonction du V-PDB (Vienna- Pess Dee Belemnite, North Carolina, USA). Les sources de graphite pour le ^{14}C ont été préparées à partir de toutes les espèces de carbone (CO_2 , TDIC et carbonates) au laboratoire IDES. L'analyse a été faite sur le spectromètre de masse par accélérateur (SMA) ARTEMIS du UMS LMC14 de l'INSU-CNRS à Gif-sur-Yvette, France.

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{ech}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{std}} - 1 \right) \times 10^3 \quad (3.4)$$

L'échantillon est ionisé dans une source au césium. Les ions résultant sont chargés négativement, ce qui élimine le principal isobare du ^{14}C : ^{14}N . Ils passent ensuite dans des champs magnétiques permettant de sélectionner uniquement la masse 14. Celle-ci n'inclut pas uniquement le ^{14}C mais également des ions moléculaires hydrocarbonés. Ces particules sont ensuite attirées par une source haute tension (2,5 MVolts) et les ions moléculaires sont réduits à l'aide d'un gaz. Les électrons sont arrachés au cours de ce processus, les atomes sont ensuite accélérés et les atomes de ^{14}C sont séparés en fonction de leur vitesse. Ils sont comptés par le détecteur constitué d'une cage de Faraday. Les résultats de ^{14}C sont présentés sous forme de pourcentage de carbone moderne (pCM). Les erreurs analytiques, incluant les erreurs de laboratoire sont de 0.2‰ vs V-PDB pour le $\delta^{13}\text{C}$, entre 0.5 et 0.8 pCM pour l'A ^{14}C .

CHAPITRE IV

RÉSULTATS

Dans la section qui suit, nous allons présenter les résultats des analyses des gaz rares (tabl. 4.1, 4.2, 4.3) et ^{14}C (tab., 4.4) mesurés dans les eaux souterraines du bassin versant de Bécancour, ainsi que les paléotempératures à la recharge obtenues grâce à la modélisation des concentrations des gaz rares (NGT ou Noble Gas Temperature ; tab ;. 4.1). L'analyse des gaz rares a été aussi faite sur un échantillon de gaz prélevé dans un ancien puits SOQUIP foré dans les années 70 dans la région (St Françoise Romaine no. 1).

4.1 Isotopes de l'hélium (He) et températures de gaz rares (NGT)

puits	⁴ He meas	err	⁴ He eq	⁴ He exc	R/Ra	err	⁴ He/ ²⁰ Ne	NGT alt. 400m	err	NGT alt. puits	err	ΔNe
	ccSTP/g *	ccSTP/g (2σ)	ccSTP/g*	ccSTP/g*		(2σ)		°C	°C	°C	°C	
Bécancour 1												
bec101-2	1,17E-05	3,51E-07	4,73E-08	4,35E-08	0,074	0,006	36,97	3,31	3,58	4,32	3,56	41,61
bec103-2	6,34E-07	1,90E-08	4,77E-08	9,19E-08	0,381	0,022	1,32	1,72	0,60	2,77	0,54	59,66
bec105-2	9,23E-08	2,77E-09	4,70E-08	9,82E-09	0,788	0,042	0,420	4,29	0,40	5,36	0,34	14,01
bec107-1	3,97E-07	1,19E-08	4,65E-08	1,34E-08	0,412	0,018	1,75	6,59	0,54	7,74	0,50	18,51
bec110-2	6,07E-07	1,82E-08	4,67E-08	1,19E-08	0,172	0,016	2,74	6,39	0,74	7,65	0,66	16,69
bec112-2	6,70E-08	2,01E-09	4,74E-08	7,97E-09	1,238	0,082	0,306	2,16	1,05	3,14	1,11	11,46
bec118-2	6,04E-08	1,81E-09	4,66E-08	1,42E-08	1,077	0,074	0,266	7,01	0,94	8,30	0,86	19,45
bec119-1	6,29E-07	1,89E-08	4,71E-08	1,54E-08	0,283	0,028	2,67	4,66	0,80	5,86	0,73	20,39
bec126-1	4,48E-05	1,34E-06	4,79E-08	2,90E-08	0,039	0,006	159,02	-0,99	3,04	-0,40	3,02	31,36
bec137-2	1,13E-07	3,40E-09	4,75E-08	1,01E-08	0,720	0,038	0,503	1,66	0,57	2,53	0,54	14,07
bec138-2	7,72E-08	2,31E-09	4,74E-08	2,20E-08	2,005	0,078	0,295	1,97	0,73	2,88	0,69	26,33
bec147-1	7,51E-08	2,25E-09	4,72E-08	1,50E-08	1,341	0,066	0,315	2,73	0,56	3,68	0,50	19,70
bec148-2	1,24E-07	3,71E-09	4,74E-08	2,04E-08	0,711	0,028	0,480	2,30	0,33	3,25	0,34	24,95
bec149-1	9,79E-07	2,94E-08	4,73E-08	9,43E-09	0,344	0,020	4,406	2,32	0,35	3,25	0,34	13,30
PACES												
F1	7,73E-07	2,32E-08	4,45E-08	4,55E-07	0,996	0,038	0,485	11,83	0,91	12,25	0,92	89,21
F2	2,12E-07	6,37E-09	4,70E-08	7,36E-09	0,386	0,020	0,987	0,79	1,17	1,17	1,15	10,65
F3	4,51E-07	1,35E-08	4,26E-08	-4,26E-08	0,073	0,006	26,21	31,05	3,39	32,48	3,54	-780,92
F4	6,23E-07	1,87E-08	4,60E-08	5,45E-07	1,043	0,076	0,328	8,82	1,03	9,91	1,11	90,44
F5	1,28E-07	3,83E-09	4,59E-08	4,27E-09	0,564	0,040	0,659	8,59	0,51	9,70	0,47	6,91
F9	2,73E-06	8,18E-08	4,56E-08	-2,36E-08	0,058	0,004	27,36	12,92	3,25	14,42	3,20	-73,16
St François Romaine (*ccSTP/ccSTP gaz)	1,27E-04	3,80E-06	n.d.	n.d.	0,054	0,006	138,15	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ASW (8,5°C)	4,760E-08				1,000		0,251					

Tableau 4.1 Tableau des données d'hélium et des températures de gaz rares

Dans les eaux de la région de Bécancour (tableau 4.1), nous remarquons une forte variation des valeurs du rapport isotopique $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R) normalisées à celle de l'air ($R_a = 1.386 \times 10^{-6}$; Lupton, 1983), allant de 0.039 à 2.005 (R/Ra). La valeur atmosphérique R/Ra est assumée par convention égale à 1. Nous observons un enrichissement en ^4He radiogénique qui fait diminuer les valeurs de R/Ra en dessous de 1 et un apport d' ^3He tritiogénique qui fait augmenter les valeurs R/Ra au-dessus de 1.

Les valeurs de $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ nous montrent une grande variabilité, entre 0.266 à 159. Nous normalisons au ^{20}Ne car c'est un isotope atmosphérique du néon. Ce qui vient appuyer l'hypothèse d'un enrichissement en ^4He pour certains puits ($^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ élevés).

Nous observons des concentrations d' ^4He allant de 6.04×10^{-8} (BEC 118) à 4.48×10^{-5} ccSTP/g H_2O (BEC 126). En considérant que la valeur atmosphérique est de 4.78×10^{-8} ccSTP/g H_2O , cela prouve que l' ^4He n'est pas seulement atmosphérique.

Nous remarquons aussi une forte variation (-0.4 à 32.5 °C) pour les NGT. Le ΔNe est équivalent au Ne en surplus dans un échantillon en comparaison avec le rapport de l'air et donc, le ΔNe est un indicateur de l'excès d'air dans un échantillon. Les ΔNe évoluent entre 6.91 et 90.44, avec deux valeurs négatives, puits F3 et F9, -780.92 et -73.16 respectivement. Une valeur négative correspond à un dégazage car elle a moins de Ne en solution que le rapport atmosphérique.

puits	^4He	err	R/Ra	err	$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$
	ccSTP/g	(2 σ)		(2 σ)	
Bécancour 2					
bec100-2	5,46E-08	1,64E-09	1,408	0,06	0,432
bec102-1	7,95E-08	2,38E-09	2,316	0,10	0,461
bec104-2	5,11E-08	1,53E-09	1,450	0,06	0,309
bec108-2	1,01E-06	3,03E-08	0,075	0,01	7,441
bec109-2	6,95E-08	2,08E-09	0,776	0,04	0,473
bec111-1	2,31E-07	6,93E-09	0,470	0,02	1,554
bec115-2	5,38E-08	1,61E-09	1,020	0,05	0,319
bec124-2	4,81E-08	1,44E-09	1,090	0,05	0,311
bec126-2	1,06E-05	3,17E-07	0,018	0,00	12,148
bec131-2	6,51E-08	1,95E-09	1,032	0,05	0,348
bec132-2	4,59E-08	1,38E-09	1,063	0,05	0,306
bec145-1	6,91E-07	2,07E-08	0,204	0,01	4,127
ASW (8,5°C)	4,78E-08		1,000		0,252

Tableau 4.2 Tableau de données d'hélium et néon pour la série Bécancour 2

Nous avons fait analysé une deuxième série de puits à l'Université de Tokyo (Tableau 4.2). Toutefois, seuls l' ^3He , l' ^4He et le ^{20}Ne ont été analysés pour ces puits. Nous remarquons encore une forte variation dans les valeurs d' ^4He (4.59×10^{-8} à 1.06×10^{-5} ccSTP/g), de R/Ra (0.018 à 2.316) et de $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ (0.306 à 12.148). Cela montre que nous avons des valeurs avec des signatures radiogéniques alors que d'autres sont tritiogéniques.

Il est important de noter qu'il n'y a pas d'intercomparaison entre les laboratoires de gaz rares dans le monde. Cependant, la concentration d' ^4He de l'échantillon bec-126 a été analysé au Michigan, à Tokyo et dans notre laboratoire de gaz rares à l'UQAM. La concentration en ^4He donne $4.48 \times 10^{-5} \pm 1.34 \times 10^{-6}$, $1.06 \times 10^{-5} \pm 3.17 \times 10^{-7}$ et $2.36 \times 10^{-5} \pm 3.57 \times 10^{-7}$ ccSTP/g respectivement pour les trois laboratoires. La moyenne est de $2.63 \pm 1.73 \times 10^{-5}$ ccSTP/g. Les valeurs sont incluses dans l'intervalle de confiance à 2 sigma (Figure 4.1), ce qui signifie que nous avons une bonne intercomparaison entre les laboratoires. Toutefois, il faut noter qu'il peut y avoir un biais d'échantillonnage étant donné que les échantillons n'ont pas été pris au même moment. Une deuxième intercomparaison est en cours.

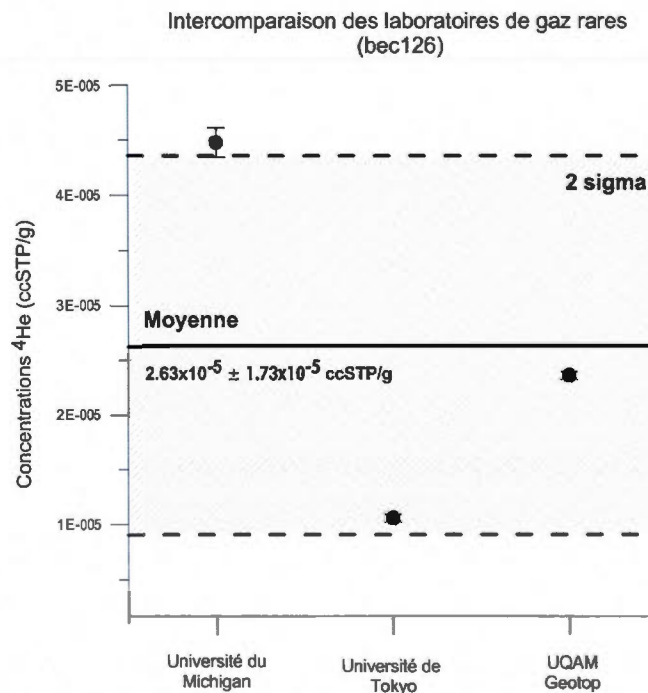


Figure 4.1 Intercomparaison des laboratoires de gaz rares

4.2 Néon (Ne) et Argon (Ar)

puits	²⁰ Ne	err	^{20/22} Ne	err	^{21/22} Ne	err	³⁶ Ar	err	^{38/36} Ar	err	^{40/36} Ar	err
	ccSTP/g*	ccSTP/g* (2σ)		(2σ)		(2σ)	ccSTP/g*	ccSTP/g* (2σ)		(2σ)		(2σ)
Bécancour 1												
bec101-2	3,16E-07	8,22E-09	9,87	0,10	0,029	3,83E-04	2,00E-06	5,20E-08	0,191	0,003	296,5	6,8
bec103-2	4,80E-07	1,25E-08	9,81	0,04	0,029	3,03E-04	2,13E-06	5,55E-08	0,187	0,001	296,7	1,7
bec105-2	2,20E-07	5,71E-09	9,81	0,06	0,028	3,93E-04	1,52E-06	3,94E-08	0,187	0,001	297,4	1,5
bec107-1	2,26E-07	5,88E-09	9,76	0,10	0,029	2,51E-04	1,47E-06	3,81E-08	0,188	0,001	295,0	2,1
bec110-2	2,22E-07	5,76E-09	9,75	0,10	0,029	2,53E-04	1,48E-06	3,84E-08	0,188	0,001	295,3	1,9
bec112-2	2,19E-07	5,70E-09	9,85	0,09	0,028	2,48E-04	1,57E-06	4,07E-08	0,187	0,001	295,1	1,6
bec118-2	2,28E-07	5,92E-09	9,83	0,06	0,028	2,05E-04	1,48E-06	3,86E-08	0,187	0,001	296,5	1,6
bec119-1	2,36E-07	6,14E-09	9,75	0,06	0,029	4,83E-04	1,57E-06	4,08E-08	0,187	0,003	297,3	4,3
bec126-1	2,82E-07	7,33E-09	9,85	0,10	0,029	3,75E-04	2,13E-06	5,54E-08	0,187	0,002	297,4	2,0
bec137-2	2,25E-07	5,85E-09	9,83	0,09	0,029	2,63E-04	1,64E-06	4,26E-08	0,188	0,002	295,2	1,7
bec138-2	2,61E-07	6,79E-09	9,85	0,05	0,029	2,74E-04	1,71E-06	4,45E-08	0,188	0,002	295,0	3,7
bec147-1	2,38E-07	6,19E-09	9,76	0,06	0,029	1,99E-04	1,62E-06	4,22E-08	0,188	0,001	297,6	1,9
bec148-2	2,58E-07	6,71E-09	9,83	0,06	0,029	2,84E-04	1,62E-06	4,21E-08	0,188	0,001	293,9	1,8
bec149-1	2,22E-07	5,78E-09	9,80	0,08	0,029	2,29E-04	1,58E-06	4,12E-08	0,188	0,001	295,5	1,8
PACES												
F1	1,59E-06	4,14E-08	9,80	0,03	0,028	3,39E-04	3,96E-06	1,03E-07	0,187	0,002	295,6	1,7
F2	2,15E-07	5,59E-09	9,85	0,05	0,028	3,91E-04	1,71E-06	4,44E-08	0,188	0,002	295,8	2,7
F3	1,72E-08	4,48E-10	9,92	0,17	0,028	3,94E-04	5,15E-07	1,34E-08	0,187	0,002	296,3	1,6
F4	1,90E-06	4,94E-08	9,79	0,02	0,028	3,60E-04	4,56E-06	1,19E-07	0,186	0,002	295,3	1,3
F5	1,94E-07	5,04E-09	9,91	0,05	0,027	2,66E-04	1,34E-06	3,49E-08	0,187	0,002	295,7	2,0
F9	9,96E-08	2,59E-09	9,87	0,09	0,027	4,57E-04	1,14E-06	2,97E-08	0,187	0,001	297,2	1,5
St François Romaine (*ccSTP/ccSTP gaz)												
ASW (8,5°C)	1,90E-07		9,80		0,029		1,36E-06		0,188		295,5	

Tableau 4.3 Tableau des données du néon et de l'argon

Les valeurs de ^{20}Ne (Tableau 4.3) s'échelonnent entre 1.72×10^{-8} et 1.90×10^{-6} ccSTP/g. La majorité des échantillons (13 sur 20) a des valeurs de ^{20}Ne homogènes entre 1.94×10^{-7} et 2.61×10^{-7} ccSTP/g. Les valeurs des sept autres échantillons (bec101, bec103, bec 126, F1, F3, F4, F9) s'étendent sur toute la gamme. Nous remarquons aussi que les deux valeurs les plus élevées de ^{20}Ne sont les puits F1 et F4, 1.59×10^{-6} et 1.90×10^{-6} ccSTP/g, qui possèdent aussi les ΔNe le plus élevés.

La même observation peut être faite pour les valeurs d' ^{36}Ar , les valeurs les plus élevées sont celles des puits F1 et F4 (3.96×10^{-6} et 4.56×10^{-6} ccSTP/g). La gamme totale s'étend de 5.15×10^{-7} à 4.56×10^{-6} ccSTP/g. La valeur du puit F5 (1.34×10^{-6} ccSTP/g) est celle qui se rapproche le plus de la valeur atmosphérique (1.36×10^{-6} ccSTP/g), ce qui est consistant avec le très faible ΔNe de cet échantillon. Les ratios $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ varient entre 289.5 à 297.4, ce qui équivalent à la valeur atmosphérique de 295.5 compte tenu des erreurs.

4.3 Krypton (Kr)

puits	^{84}Kr	err	$^{80/84}\text{Kr}$	err	$^{82/84}\text{Kr}$	err	$^{83/84}\text{Kr}$	err	$^{86/84}\text{Kr}$	err
	ccSTP/g*	ccSTP/g* (2 σ)		(2 σ)		(2 σ)		(2 σ)		(2 σ)
Bécancour 1										
bec101-2	6,95E-08	3,66E-09	0,03899	0,00067	0,20134	0,00218	0,20190	0,00221	0,30333	0,00326
bec103-2	7,51E-08	3,95E-09	0,03943	0,00078	0,20372	0,00287	0,20229	0,00280	0,30556	0,00413
bec105-2	6,02E-08	3,17E-09	0,03976	0,00071	0,20329	0,00306	0,20190	0,00304	0,30507	0,00432
bec107-1	5,57E-08	2,93E-09	0,03950	0,00049	0,20376	0,00190	0,20494	0,00301	0,30808	0,00376
bec110-2	5,66E-08	2,98E-09	0,03998	0,00070	0,20325	0,00311	0,20173	0,00375	0,30567	0,00530
bec112-2	6,15E-08	3,24E-09	0,03983	0,00068	0,20403	0,00338	0,20179	0,00362	0,30498	0,00443
bec118-2	5,55E-08	2,92E-09	0,03908	0,00073	0,20432	0,00353	0,20073	0,00373	0,30690	0,00564
bec119-1	5,94E-08	3,13E-09	0,03942	0,00080	0,20172	0,00371	0,20097	0,00342	0,30705	0,00641
bec126-1	7,37E-08	3,88E-09	0,03946	0,00070	0,20195	0,00240	0,20150	0,00251	0,30637	0,00406
bec137-2	6,41E-08	3,37E-09	0,03988	0,00074	0,20305	0,00374	0,20157	0,00367	0,30528	0,00560
bec138-2	6,53E-08	3,44E-09	0,03935	0,00066	0,20379	0,00299	0,20238	0,00262	0,30546	0,00428
bec147-1	6,31E-08	3,32E-09	0,03983	0,00068	0,20310	0,00313	0,20221	0,00332	0,30788	0,00391
bec148-2	6,56E-08	3,45E-09	0,03994	0,00067	0,20161	0,00263	0,20064	0,00255	0,30529	0,00444
bec149-1	6,29E-08	3,31E-09	0,03956	0,00066	0,20170	0,00329	0,20212	0,00297	0,30582	0,00447
PACES										
F1	6,56E-08	5,41E-09	0,03959	0,00056	0,20062	0,00199	0,19992	0,00243	0,30203	0,00315
F2	2,53E-08	3,45E-09	0,04002	0,00051	0,20483	0,00227	0,20254	0,00214	0,30627	0,00333
F3	1,17E-07	1,33E-09	0,03891	0,00059	0,20192	0,00211	0,20202	0,00192	0,30500	0,00400
F4	5,14E-08	6,16E-09	0,03993	0,00070	0,20279	0,00227	0,20332	0,00247	0,30851	0,00321
F5	4,59E-08	2,70E-09	0,03932	0,00067	0,20471	0,00232	0,20201	0,00212	0,30229	0,00300
F9	1,56E-08	2,41E-09	0,03937	0,00060	0,20255	0,00234	0,20232	0,00259	0,30398	0,00338
St François Romaine (*ccSTP/ccSTP gaz)	1,56E-08	8,21E-10	0,03994	0,00097	0,20448	0,00307	0,20296	0,00356	0,30331	0,00423
ASW (8,5°C)	5,51E-08		0,03960		0,20217		0,20136		0,30524	

Tableau 4.4 Tableau des données des isotopes du krypton

Les valeurs du ^{84}Kr sont comprises entre 2.74×10^{-8} et 2.05×10^{-7} ccSTP/g (Tableau 4.4), ce qui nous montre que le krypton est atmosphérique (5.51×10^{-8} ccSTP/g). Cela est confirmé par les différents rapports isotopiques : $^{80/84}\text{Kr}$, $^{82/84}\text{Kr}$, $^{83/84}\text{Kr}$, $^{86/84}\text{Kr}$, qui présentent des signatures typiquement atmosphériques soit 0.03960, 0.20217, 0.20136, 0.30524 (Ozima et Podosek, 2002).

4.4 Xénon (Xe)

puits	¹³⁰ Xe	err	^{128/130} Xe	err	^{129/130} Xe	err	^{131/130} Xe	err	^{132/130} Xe	err	^{134/130} Xe	err	^{136/130} Xe	err
	ccSTP/g*	ccSTP/g* (2σ)		(2σ)		(2σ)		(2σ)		(2σ)		(2σ)		(2σ)
Bécancour 1														
bec101-2	5,69E-10	6,16E-10	0,4724	0,0077	6,544	0,085	5,262	0,070	6,675	0,081	2,582	0,043	2,209	0,038
bec103-2	7,47E-10	8,08E-10	0,4718	0,0083	6,475	0,101	5,203	0,080	6,566	0,111	2,551	0,042	2,172	0,034
bec105-2	6,25E-10	6,76E-10	0,4716	0,0083	6,469	0,086	5,184	0,083	6,571	0,104	2,536	0,041	2,171	0,039
bec107-1	5,86E-10	6,33E-10	0,4744	0,0091	6,502	0,128	5,235	0,119	6,621	0,143	2,568	0,059	2,189	0,048
bec110-2	5,71E-10	6,18E-10	0,4731	0,0082	6,472	0,101	5,243	0,093	6,598	0,126	2,555	0,057	2,172	0,043
bec112-2	7,54E-10	8,15E-10	0,4732	0,0059	6,409	0,084	5,139	0,072	6,528	0,092	2,518	0,037	2,146	0,025
bec118-2	5,59E-10	6,04E-10	0,4746	0,0108	6,522	0,094	5,253	0,095	6,631	0,108	2,568	0,039	2,184	0,037
bec119-1	6,16E-10	6,66E-10	0,4700	0,0225	6,500	0,305	5,207	0,253	6,591	0,301	2,566	0,122	2,172	0,101
bec126-1	6,83E-10	7,38E-10	0,4800	0,0106	6,587	0,100	5,281	0,084	6,651	0,111	2,601	0,048	2,212	0,038
bec137-2	7,05E-10	7,62E-10	0,4720	0,0108	6,462	0,138	5,149	0,106	6,552	0,129	2,578	0,058	2,171	0,041
bec138-2	6,90E-10	7,45E-10	0,4643	0,0092	6,389	0,119	5,201	0,101	6,550	0,116	2,560	0,044	2,156	0,038
bec147-1	6,69E-10	7,24E-10	0,4679	0,0123	6,498	0,156	5,227	0,127	6,619	0,167	2,560	0,056	2,190	0,049
bec148-2	7,04E-10	7,61E-10	0,4748	0,0100	6,460	0,135	5,170	0,100	6,586	0,132	2,540	0,049	2,146	0,039
bec149-1	6,97E-10	7,53E-10	0,4721	0,0089	6,535	0,116	5,227	0,097	6,584	0,112	2,569	0,045	2,182	0,037
PACES														
F1	6,92E-10	8,53E-10	0,4676	0,0070	6,468	0,084	5,204	0,068	6,572	0,088	2,532	0,035	2,171	0,030
F2	3,05E-10	7,49E-10	0,4706	0,0068	6,477	0,091	5,191	0,073	6,583	0,103	2,566	0,036	2,180	0,029
F3	9,25E-10	3,30E-10	0,4664	0,0088	6,411	0,105	5,175	0,088	6,568	0,110	2,555	0,046	2,183	0,034
F4	5,43E-10	1,00E-09	0,4678	0,0062	6,492	0,081	5,207	0,069	6,574	0,082	2,545	0,039	2,175	0,028
F5	3,67E-10	5,87E-10	0,4760	0,0076	6,481	0,079	5,202	0,064	6,580	0,080	2,543	0,037	2,175	0,030
F9	7,40E-11	3,97E-10	0,4685	0,0087	6,499	0,104	5,228	0,081	6,610	0,109	2,563	0,044	2,165	0,035
St François														
Romaine	7,40E-11	8,00E-11	0,4724	0,0107	6,460	0,116	5,166	0,101	6,507	0,1285	2,519	0,053	2,112	0,039
(*ccSTP/ccSTP gaz)														
ASW (8,5°C)	5,76E-10		0,4715		6,496		5,213		6,607		2,563		2,176	

Tableau 4.5 Tableau des données des isotopes du xénon

Dans le Tableau 4.5, Nous observons des valeurs de xénon (Xe) atmosphérique ($^{132}\text{Xe}/^{130}\text{Xe} = 6.607$). La figure 4.2 montre le graphique du $^{132}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ contre $^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$. Les variations isotopiques observées peuvent être expliquées par le fractionnement dépendant de la masse du xénon (Marty, 1984). La droite de fractionnement isotopique dépendant de la masse est calculée en utilisant les facteurs de fractionnement $\alpha = \sqrt{m_1/m_2}$, où m_1 est les masses 132 et 136 et m_2 est la masse 130. En tenant compte des erreurs, les points tombent sur la droite de fractionnement isotopique.

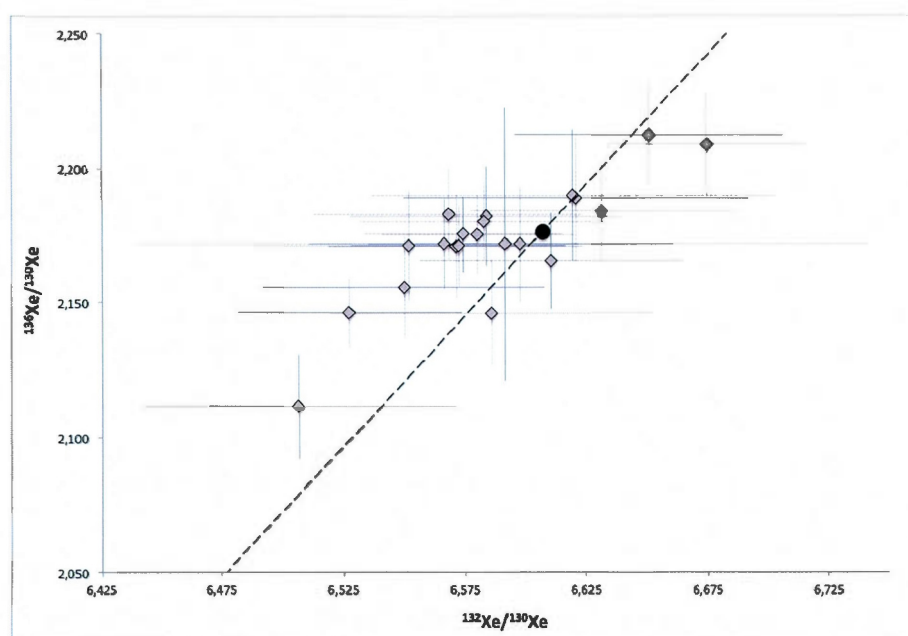


Figure 4.2. Graphique $^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ vs $^{132}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$. Le cercle noir montre la position de l'air (ASW à 8.5°C).

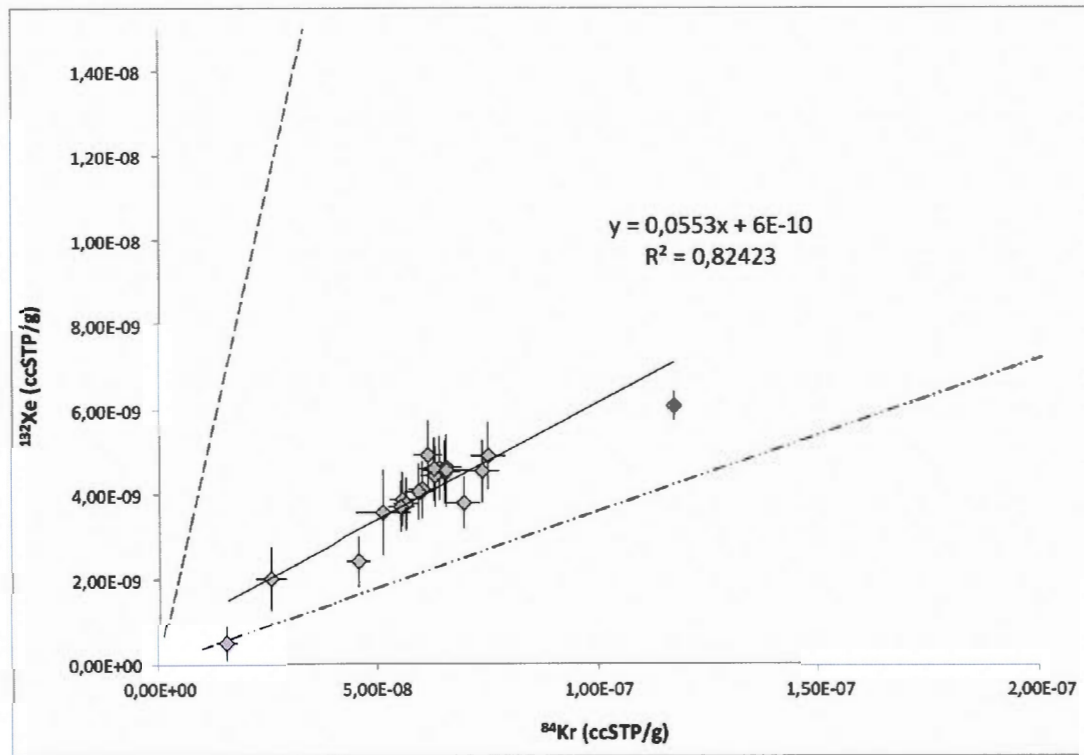


Figure 4.3 Graphique du ^{132}Xe en fonction de ^{84}Kr . La ligne tiretée représente les concentrations pour l'ASW à 8.5°C (moyenne régionale de température). La ligne tiretée et pointillée donne les concentrations pour l'air.

Si on compare les concentrations de xénon et de krypton (Figure 4.3), on remarque qu'ils tombent sur une même ligne, situé entre l'ASW et l'air. Cette relation nous permet de dire que ces deux gaz viennent de la même source et comme nous l'avons démontré précédemment, ils ont une composition isotopique atmosphérique.

4.5 Radiocarbonate (^{14}C)

Nous avons mesuré le $\delta^{13}\text{C}$ et le ^{14}C (Tableau 4.6). Pour analyser ces valeurs, nous avons choisi deux modèles pour trouver l'activité initiale de ^{14}C et les âges associés (Gallagher *et al.*, 2000), soit le modèle de « Fontes et Garnier » équilibrant qui prend en compte les échanges isotopiques de l'eau avec la phase gazeuse et solide (Fontes et Garnier, 1979) et celui de l'Agence Internationale de l'Énergie Atomique (AIEA) qui prend seulement en compte les échanges isotopiques avec la phase gazeuse (Salem *et al.*, 1980). Les deux modèles utilisent le modèle de dissolution et de mélange de Tamers (1967). Les âges présentés représentent la moyenne de ceux obtenus par les deux modèles. L'erreur sur les âges est égale à la différence entre l'âge moyen et les valeurs des deux modèles. Généralement, l'erreur sur un âge n'est pas uniforme. L'erreur supérieure devrait être plus petite car un âge plus vieux indique une activité plus petite et l'erreur inférieure devrait être plus grande car un âge plus jeune marque une plus grande activité. L'erreur est donc proportionnelle à l'activité du ^{14}C . L'erreur liée à l'interprétation des âges (c'est-à-dire la moyenne des deux modèles) est plus élevée que l'erreur analytique, ce qui explique que les erreurs positives et négatives soient égales.

puit	$\delta^{13}\text{C}$	^{14}C	err	Ao	Ao	Age ^{14}C moyen		
	(‰, PDB)	(pCM)	(pCM)	F. & G. eq	AIEA	ans		ans
bec101-2	-7,30	21,77	0,14	57,18	56,24	7900	±	100
bec103-2	-13,72	69,60	0,21	92,03	102,85	2350	±	150
bec105-2	-13,84	104,83	0,27	46,56	103,88	moderne		
bec107-1	-15,63	89,85	0,26	112,53	112,89	1850	±	50
bec110-2	-16,15	54,78	0,19	119,77	120,78	6500	±	50
bec112-2	-12,65	67,18	0,21	93,27	96,09	2750	±	500
bec118-2	-17,00	119,64	0,28	75,48	125,77	moderne		
bec119-1	-10,64	34,15	0,16	72,78	79,43	6600	±	400
bec126-1	-17,85	43,21	0,18	129,77	133,01	9200	±	100
bec137-2	-12,99	41,14	0,17	97,91	98,52	7200	±	50
bec138-2	-14,87	64,77	0,22	97,65	111,66	3850	±	550
bec147-1	-12,75	65,95	0,20	97,59	103,68	3500	±	250
bec148-2	-15,57	43,17	0,17	126,88	126,18	8900	±	50

Tableau 4.6 Valeurs et âges ^{14}C de Bécancour.

Les caractéristiques isotopiques des pôles de carbone utilisés pour calculer les âges sont les suivants : 1) $\delta^{13}\text{C} = -23\text{‰}$ avec une activité ^{14}C de 100‰ pour le carbone biogénique et 2) $\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$ et A ^{14}C de 0,8‰ pour les carbonates marins (Baudron *et al.* 2013). Les âges varient entre 1850 et 9200 ans. Nous remarquons que deux des puits (bec105 et bec118) ont des âges modernes, ils sont situés dans les dépôts meubles.

CHAPITRE V

DISCUSSION

Dans ce chapitre, nous allons discuter des résultats obtenus lors des analyses des gaz rares et du radiocarbone en intégrant les données de la chimie de l'eau et des isotopes stables afin de brosser un portrait global du bassin versant de la rivière Bécancour.

5.1 Isotopes stables

Les isotopes stables ont été mesurés dans le cadre du projet PACES (Meyzonnat, 2012). Nous allons utiliser le $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ (Tableau A.1) pour tracer les eaux souterraines. Le graphique de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ (Fig. 5.1) peut nous donner une indication des sources de recharge (Fontes, 1980).

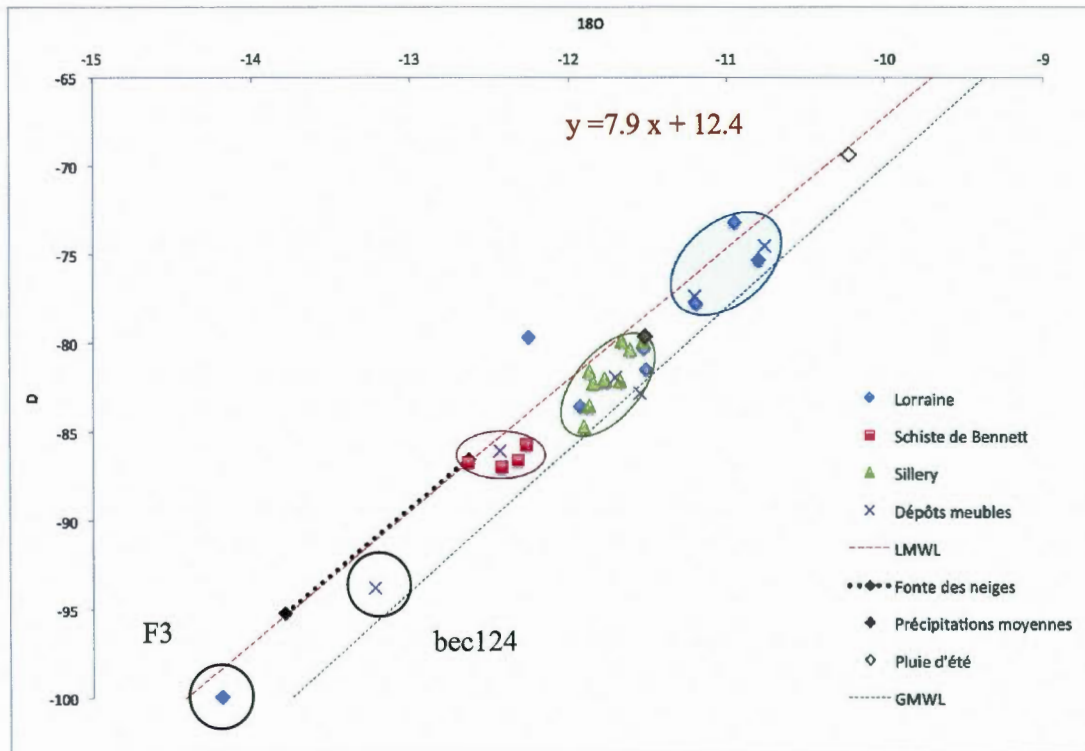


Figure 5.1 Graphique de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ selon le type de lithologie. La ligne pointillée noire montre la variation des compositions possibles pour l'eau provenant de la fonte des neiges (Meyzonnat, 2012).

La ligne pointillée rouge montre la ligne moyenne des eaux locales (LMWL, Meyzonnat, 2012; GMWL, Craig, 1961). Nous remarquons que les compositions isotopiques des eaux souterraines de Bécancour tombent majoritairement juste en dessous de cette droite indiquant une recharge moderne (McGuire et McDonnell, 2007), sans échange isotopique majeur. Nous notons que les puits des Schistes de Bennett (en rouge), situés en amont du bassin, se trouvent sur la ligne des eaux. Leur composition tend vers la signature isotopique de l'eau venant de la fonte des neiges. Nous retrouvons aussi un deuxième groupe de points (en vert) qui représente les puits du Sillery, de la partie médiane du bassin. Leurs compositions isotopiques s'échelonnent entre la signature reliée à la fonte des neiges et celle des précipitations moyennes avec une tendance vers cette dernière. Un mélange entre les eaux des Schistes de Bennett et les précipitations est également possible.

Pour le groupe de Lorraine et des Dépôts meubles, nous observons une grande variation des compositions isotopiques le long de la ligne des eaux. Un groupe de points (en bleu) possède une composition isotopique enrichie en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ près de la signature des pluies estivales. Ces points se situent dans la partie nord du bassin entre l'autoroute 20 et le fleuve St-Laurent. Nous pouvons supposer un faible apport de la fonte des neiges pour la recharge locale, ainsi que peu de mélange avec les eaux rechargées en altitude dans les groupes du Sillery ou des Schistes de Bennett. Ceci vient confirmer l'hypothèse que l'écoulement des eaux souterraines n'est pas constant à travers le bassin.

Ceci est conforté par les variations du $\delta^{18}\text{O}$ avec la profondeur (Fig. 5.2). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ ne varient pas avec la profondeur pour les groupes des Schistes de Bennett et de Sillery. Par contre, nous observons une variation pour les deux autres groupes. Le $\delta^{18}\text{O}$ des Dépôts meubles s'enrichit avec la profondeur tandis que celui du Lorraine s'appauvrit. Nous notons des tendances identiques pour le $\delta^2\text{H}$.

Deux puits présentent des compositions appauvries en isotopes stables (bec-124 et F3). Le bec124 est un puits de surface dans les dépôts meubles, il se situe dans le piedmont appalachien à 317 mètres d'altitude. L'hiver, une forte accumulation de neige se produit dans cette région, au printemps, l'eau de fonte constituerait la principale source de recharge. D'ailleurs, sa composition isotopique tombe dans la gamme de valeurs équivalente aux eaux de fonte. Le puits F3 se situe dans la plaine près du synclinal de Chambly-Fortierville. Ses valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ sont plus appauvries que celles des eaux de fonte. Ce puits présente aussi des anomalies pour les ions Na^+ (820 mg/l) et Cl^- (970 mg/l). Cette eau pourrait donc provenir d'un mélange avec des eaux salines résiduelles de la mer de Champlain qui présentent aussi des valeurs appauvries en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ (Benabdallah, 2010).

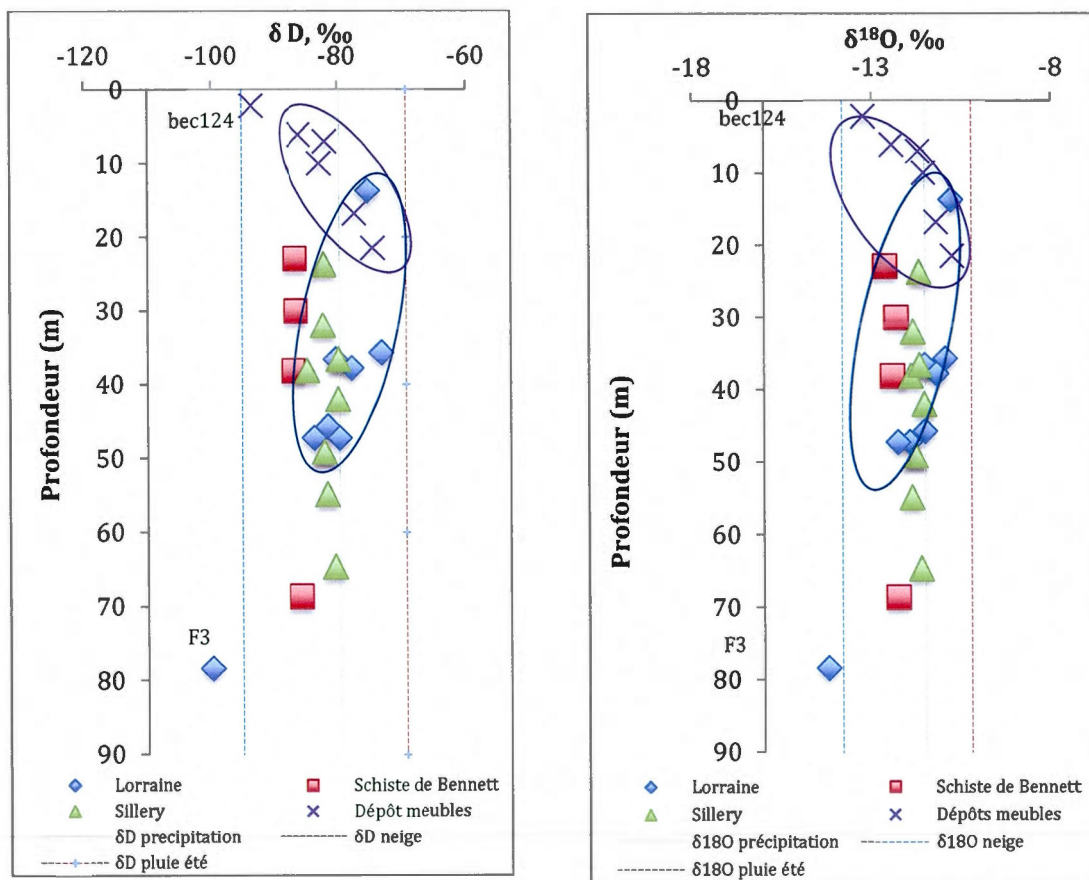


Figure 5.2 Graphique des $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ selon la profondeur des puits

L'enrichissement du $\delta^{18}\text{O}$ avec la profondeur pour le groupe Dépôts meubles montre un possible mélange entre les eaux de fonte appauvries et les précipitations annuelles, plus enrichies. Dans le groupe de Lorraine, l'appauvrissement observé peut être causé par un mélange entre les précipitations annuelles et des eaux rechargées en amont du bassin provenant des groupes des Schistes de Bennett et de Sillery. Étant donné la superposition des valeurs pour les groupes de Lorraine et des Dépôts meubles, nous supposons la présence d'une connectivité en profondeur entre ces deux aquifères, coïncidant avec la localisation des Sables de Lotbinière et des Vieilles-Forges qui sont situés exclusivement en aval du bassin en concordance avec le groupe de Lorraine.

Le puits des dépôts meubles le plus appauvri en isotopes stables est le bec124. Son $\delta^{18}\text{O}$ et son $\delta^2\text{H}$ se rapprochent de la valeur des eaux de fonte, ce qui est consistant avec l'hypothèse d'une recharge massive lors de la fonte des neiges pour les puits situés dans les dépôts meubles.

5.2 Radiocarbone (^{14}C)

À partir de datation au ^{14}C , nous obtenons des âges allant de l'actuel à 9000 ans. Si nous faisons un graphique de l'activité du ^{14}C en fonction du $\delta^{13}\text{C}$ gazeux dans l'eau (Fig. 5.3), nous pouvons discriminer les puits en trois groupes selon leurs âges; moderne, entre 1000-4000 ans et 6000-9000 ans.

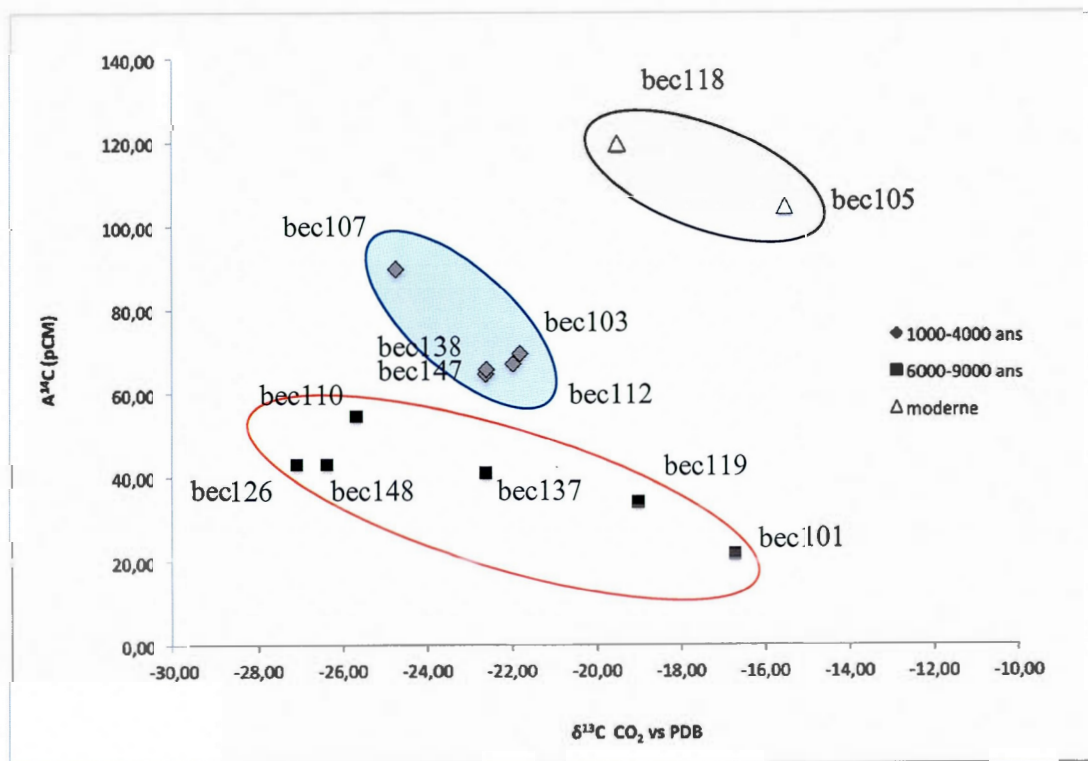


Figure 5.3

Activité du ^{14}C en fonction du $\delta^{13}\text{C}$ gazeux en phase aqueuse

Si nous reprenons le diagramme des cations (Fig. 2.4), mais au lieu d'identifier les puits selon leurs lithologies, nous indiquons leur âge radiocarbone (Fig. 5.4), nous trouvons que les eaux jeunes sont enrichies en Ca^{2+} tandis que les eaux plus vieilles sont enrichies en $\text{Na}+\text{K}$. Cette variation coïncide avec l'hypothèse d'un échange cationique avec des argiles qui échange le Ca^{2+} de l'eau avec le Na^+ des argiles. Une deuxième hypothèse serait un mélange entre des eaux vieilles, riches en Na^+ , et des eaux plus jeunes enrichies en Ca^{2+} . Une phase d'interaction prolongée avec la roche encaissante (Ma *et al.*, 2005) pourrait également expliquer cette différenciation. Selon Davisson et Criss (1996), la dolomitisation produirait un excès Ca^{2+} et un déficit de Mg^{2+} , tandis qu'une albitisation entrainerait un déficit de Na^+ .

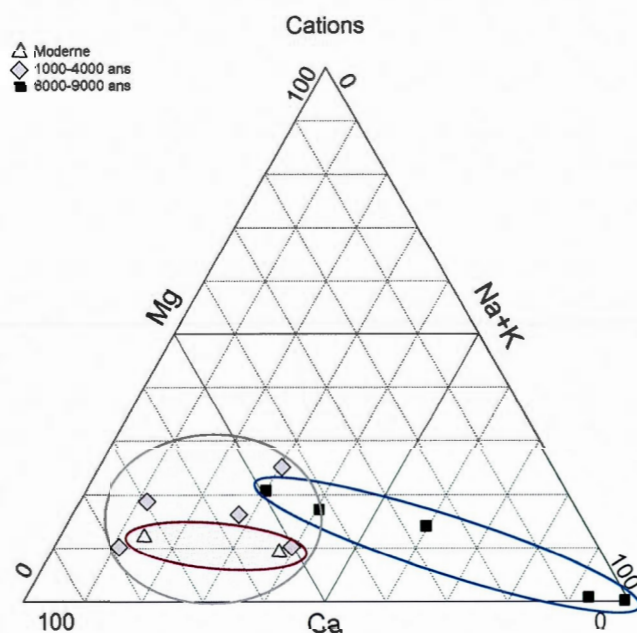


Figure 5.4 Diagramme des cations en fonction de leur âge ^{14}C

Nous avons placé les âges ^{14}C sur une carte afin de voir la distribution géographique des groupes d'âges (Figure 5.14). On observe une distribution aléatoire, mais le nombre d'échantillon où le radiocarbone a été mesuré est très limité, ce qui réduit la capacité d'interprétation.

5.3 Interprétation des température de gaz rares (NGT)

On observe une relation inverse entre les températures des gaz rares et l'altitude des puits (Fig. 5.5). Les puits les plus élevés ont des températures plus froides, expliquées par une recharge printanière avec une forte contribution de la fonte des neiges. Tandis que les températures chaudes représente la recharge dans la plaine.

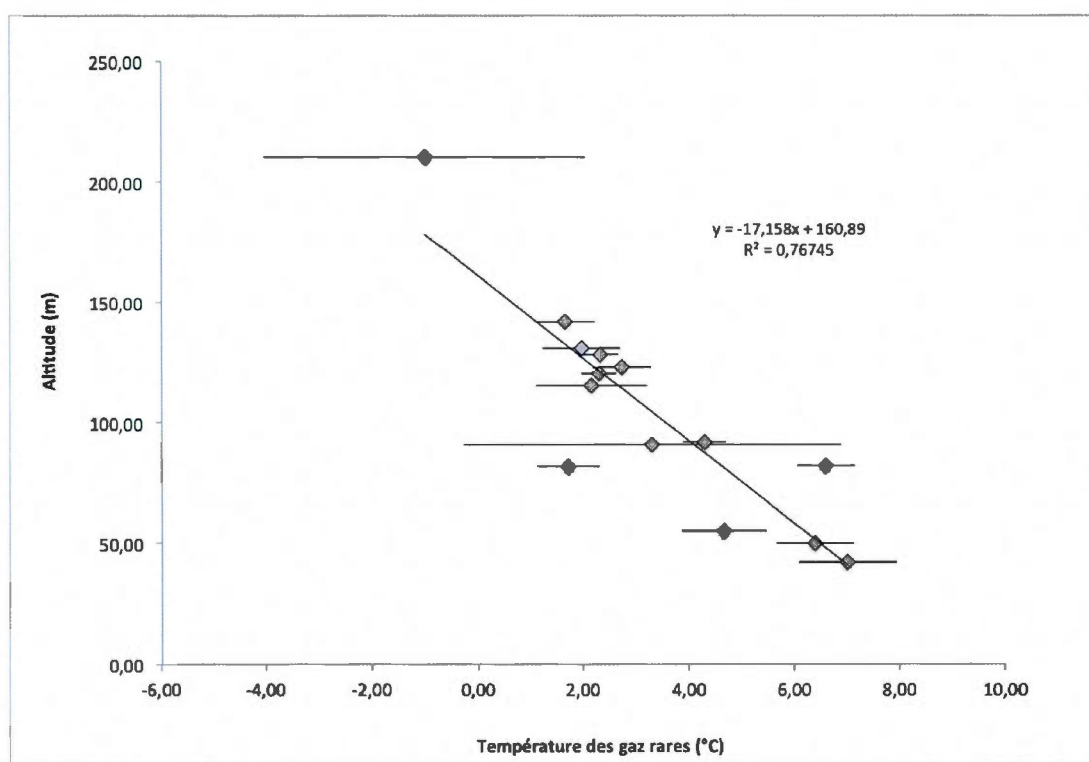


Figure 5.5 Température de gaz rares en fonction de l'altitude

Selon le modèle « piston flow », l'eau au niveau de la recharge devrait présenter des âges jeunes et avoir une signature vieillissante selon la distance d'écoulement. Toutefois, si nous reprenons la Figure 5.5 en groupant les puits selon leur âge radiocarbone (Fig. 5.6), nous remarquons une distribution aléatoire des âges selon l'altitude. Ceci nous indique que nous ne sommes pas en présence d'un modèle « piston flow » simple.

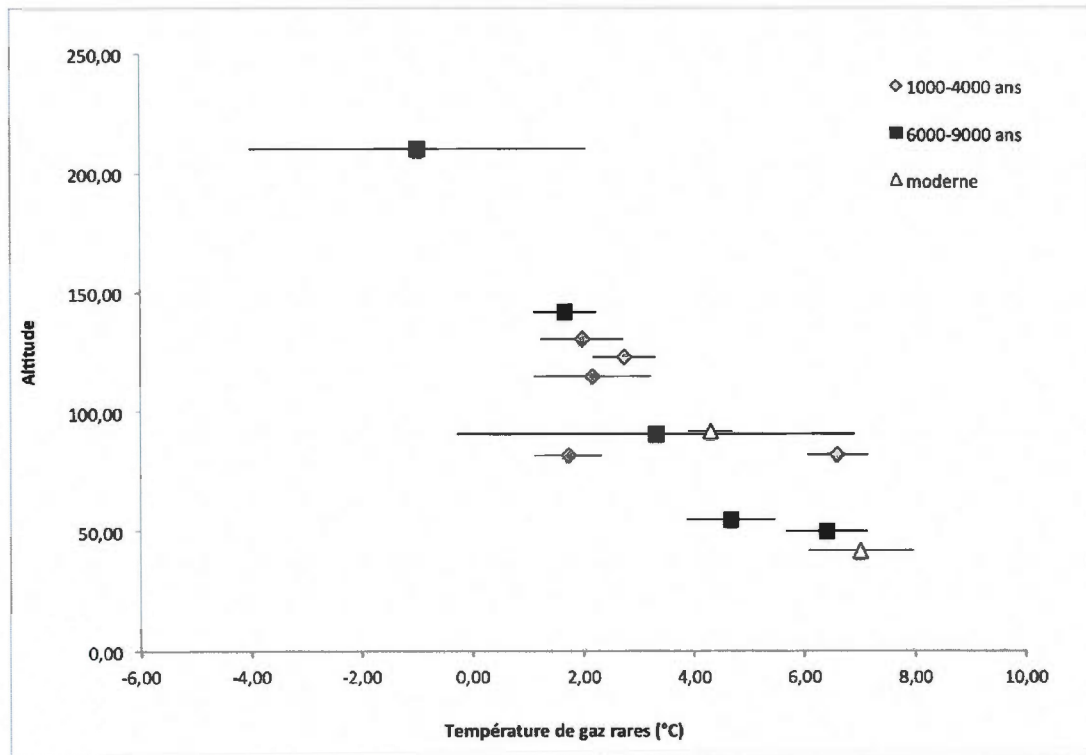


Figure 5.6 Température de gaz rares en fonction de l'altitude selon leurs âges ^{14}C

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ en fonction des températures de gaz rares (Fig. 5.7) nous montrent une tendance identique à celle de la ligne locale moyenne des eaux (LMWL). De faibles $\delta^{18}\text{O}$ correspondent à de faibles températures de recharge.

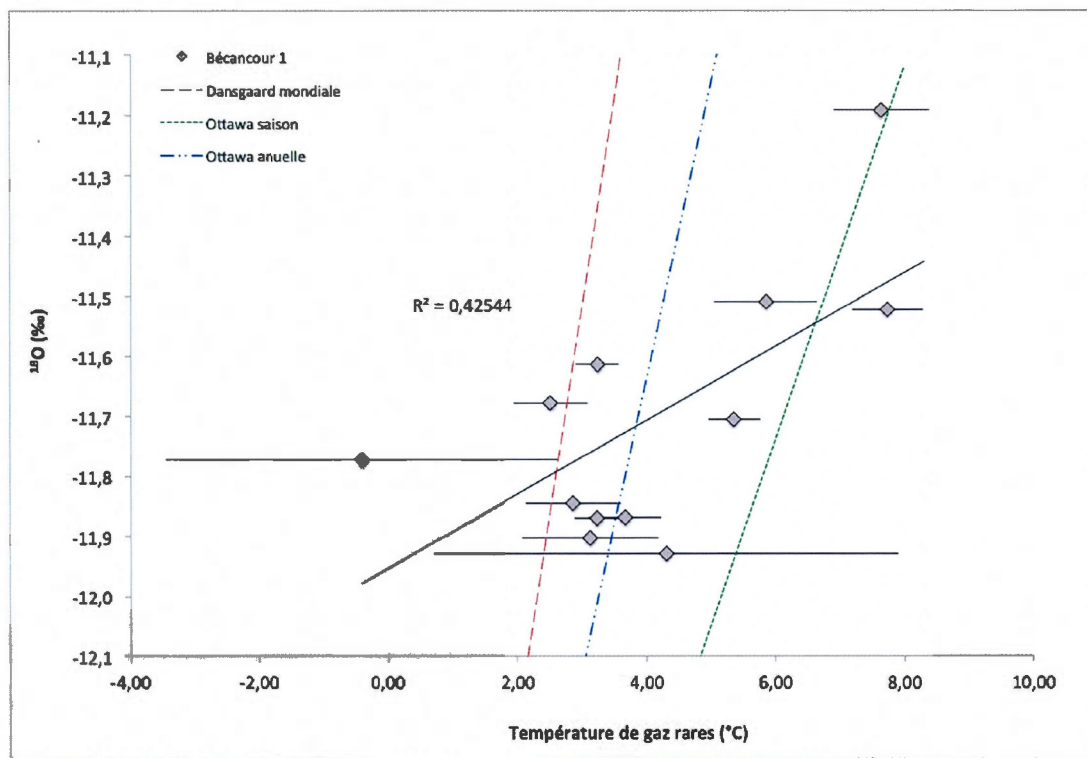


Figure 5.7 Isotopes stables en fonction des températures de gaz rares

Il est important de noter que le calcul des températures de gaz rares est indépendant des compositions des isotopes stables (Klump, 2008). Si nous superposons la droite de Dansgaard globale au graphique des NGT vs le $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 5.7), nous remarquons que le gradient de nos points est beaucoup plus fort que celui de la droite. La droite de Dansgaard représente la relation entre le $\delta^{18}\text{O}$ et la température. Rozanski *et al.* (1992), a défini les droites de Dansgaard spécifique pour la région d'Ottawa en se basant sur une moyenne annuelle, et saisonnière. Nous observons que le gradient de la courbe saisonnière d'Ottawa est le plus rapproché de celui trouvé à Bécancour, mais il y a toujours une grande variation dans les pentes des droites. Les compositions isotopiques pour les basses températures sont enrichies en ^{18}O comparé à la courbe théorique, tandis que les valeurs pour les hautes températures sont appauvries en ^{18}O .

5.4 Isotopes de l'hélium et du néon (^3He , ^4He et ^{20}Ne)

La première étape consiste à calculer les différentes composantes des isotopes de l'hélium et du néon, soit $^4\text{He}_{\text{total}}$, $^4\text{He}_{\text{équilibre}}$, $^4\text{He}_{\text{excès air}}$, $^3\text{He}_{\text{total}}$, $^3\text{He}_{\text{équilibre}}$, $^3\text{He}_{\text{excès air}}$, $^{20}\text{Ne}_{\text{total}}$, $^{20}\text{Ne}_{\text{équilibre}}$, $^{20}\text{Ne}_{\text{excès air}}$, pour pouvoir déterminer $^4\text{He}_{\text{radiogénique}}$ et $^3\text{He}_{\text{tritiogénique}}$, où

$$^4\text{He}_{\text{radiogénique}} = ^4\text{He}_{\text{total}} - ^4\text{He}_{\text{équilibre}} - ^4\text{He}_{\text{excès air}} \quad (5.1)$$

$$\begin{aligned} ^3\text{He}_{\text{tritiogénique}} = & ^4\text{He}_{\text{total}} * (R_{\text{tot}} - R_{\text{terr}}) - ^4\text{He}_{\text{éq}} * (R_{\text{éq}} - R_{\text{terr}}) - \\ & (^4\text{He}_{\text{exc}} / ^{20}\text{Ne}_{\text{exc}}) * (^{20}\text{Ne}_{\text{tot}} - ^{20}\text{Ne}_{\text{eq}}) * (R_{\text{exc}} - R_{\text{terr}}) \end{aligned} \quad (5.2)$$

$^4\text{He}_{\text{total}}$, $^3\text{He}_{\text{total}}$ et $^{20}\text{Ne}_{\text{total}}$ sont mesurés, $^4\text{He}_{\text{équilibre}}$, $^3\text{He}_{\text{équilibre}}$ et le $^{20}\text{Ne}_{\text{équilibre}}$ sont les concentrations en hélium et en néon dissous dans l'eau en équilibre avec l'atmosphère et $^4\text{He}_{\text{excès air}}$, $^3\text{He}_{\text{excès air}}$ et $^{20}\text{Ne}_{\text{excès air}}$ représentent les concentrations en hélium et en néon en excès par rapport à un équilibre avec l'air.

Trois séries de mesures comprenant, celle de Bécancour, celle des puits PACES et celle de Tokyo ont été réalisées. Les deux premières ont été effectuées à l'Université du Michigan. Pour ces séries, tous les gaz rares ont été analysés et les températures de gaz rares ont été calculées ainsi que $^4\text{He}_{\text{total}}$, $^4\text{He}_{\text{équilibre}}$, $^4\text{He}_{\text{excès air}}$, le R_{total} et le ΔNe . La troisième série a été analysée à l'Université de Tokyo. Seules les concentrations d' ^4He , le rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ et le ratio $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ ont été mesurés.

Pour les premières séries, il est possible de calculer $^3\text{He}_{\text{total}}$, $^3\text{He}_{\text{équilibre}}$, $^3\text{He}_{\text{excès air}}$ avec les formules suivantes :

$$R_{\text{total}} = ^3\text{He}_{\text{total}} / ^4\text{He}_{\text{total}} \quad (5.3)$$

$$R_{\text{eq}} = \alpha R_a = 1.362 \times 10^{-6} = ^3\text{He}_{\text{équilibre}} / ^4\text{He}_{\text{équilibre}} \quad (5.4)$$

où $\alpha = 0.983$

$$R_{exc} = R_a = {}^3\text{He}_{excess\ air} / {}^4\text{He}_{excess\ air} \quad (5.5)$$

où $R_a = 1.386 \times 10^{-6}$ ccSTP/g

Nous avons les concentrations de Ne_{total} , donc nous pouvons calculer ${}^{20}\text{Ne}_{tot}$ avec la formule :

$${}^{20}\text{Ne}_{total} = \alpha \text{Ne}_{total} \quad (5.6)$$

où $\alpha = 0.905$

Le ${}^{20}\text{Ne}_{equilibre}$ a été calculé à l'aide du logiciel Solubility 4.2 (Pinti *et al.*, 2013) tandis que le ${}^{20}\text{Ne}_{excess\ air}$ est calculé selon :

$${}^{20}\text{Ne}_{excess\ air} = \Delta\text{Ne} / 100 * {}^{20}\text{Ne}_{total} \quad (5.7)$$

où le ΔNe représente le pourcentage d'excès d'air.

Solubility 4.2 calcule les concentrations des gaz rares dissous dans l'eau en équilibre avec l'atmosphère, à partir de la température et la salinité de l'eau.

Il est possible de calculer ${}^4\text{He}_{radiogénique}$ avec l'équation (5.1):

$${}^4\text{He}_{radiogénique} = {}^4\text{He}_{total} - {}^4\text{He}_{equilibre} - {}^4\text{He}_{excess\ air}$$

Ensuite, il est possible de calculer ${}^3\text{He}_{tritiogénique}$ grâce à la formule (5.2) de Aeschbach-Hertig (1998) :

$${}^3\text{He}_{tritiogénique} = {}^4\text{He}_{total} * (R_{tot} - R_{terr}) - {}^4\text{He}_{eq} * (R_{eq} - R_{terr}) - ({}^4\text{He}_{exc} / {}^{20}\text{Ne}_{exc}) * ({}^{20}\text{Ne}_{tot} - {}^{20}\text{Ne}_{eq}) * (R_{exc} - R_{terr}) \quad (5.2)$$

Le Tableau A.2 montre les valeurs de ${}^4\text{He}_{radiogénique}$ et de ${}^3\text{He}_{tritiogénique}$ calculées avec la méthode décrite ci-dessus.

Pour la troisième série, celle analysée à Tokyo (Tableau A.3), nous avons les valeurs de $^4\text{He}_{\text{total}}$, le ratio R_{total} et le ratio $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$. Il faut tout d'abord calculer le $^4\text{He}_{\text{équilibre}}$, $^3\text{He}_{\text{équilibre}}$ et le $^{20}\text{Ne}_{\text{équilibre}}$ avec Solubility 4.2 (Pinti, 2013).

Ensuite, il est facile de calculer le $^3\text{He}_{\text{total}}$ grâce à la formule (5.1) utilisée plus haut.

$^4\text{He}_{\text{radiogénique}}$ à partir de:

$$^4\text{He}_{\text{radiogénique}} = ^4\text{He}_{\text{total}} - ^4\text{He}_{\text{excess air}} \quad (5.3)$$

Pour calculer le $^3\text{He}_{\text{tritiogénique}}$, nous avons utilisé :

$$^3\text{He}_{\text{tritiogénique}} = ((^4\text{He}_{\text{total}} - ^4\text{He}_{\text{radiogénique}}) * ((^{20}\text{Ne}/^4\text{He}) * R_{\text{excess air}})) - ((^4\text{He}_{\text{total}} - ^4\text{He}_{\text{radiogénique}}) * R_{\text{excess air}}) \quad (5.4)$$

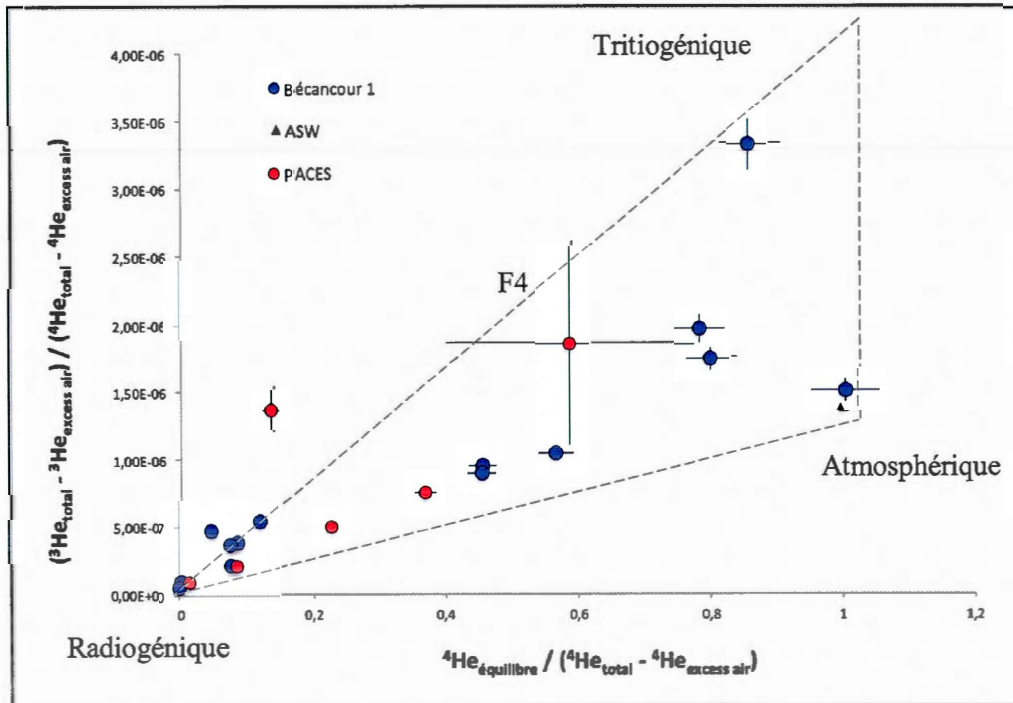


Figure 5.8 ^3He tritiogénique vs He radiogénique. Le triangle noir montre la position de l'air (ASW à 8.5°C)

La figure 5.8 montre le rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ corrigé pour l'excès d'air en fonction du rapport inverse d'He normalisé pour l'excès d'air. On observe un apport d' ^3He tritiogénique qui fait augmenter le ratio $^3\text{He}/^4\text{He}$ ainsi qu'un apport d'He radiogénique qui tend à faire diminuer ce même rapport. On remarque qu'un point (F4) a de très fortes incertitudes en ordonnée et en abscisse. Ceci peut être expliqué par un excès d'air très élevé ($\Delta\text{Ne} = 90,7$) dans l'échantillon.

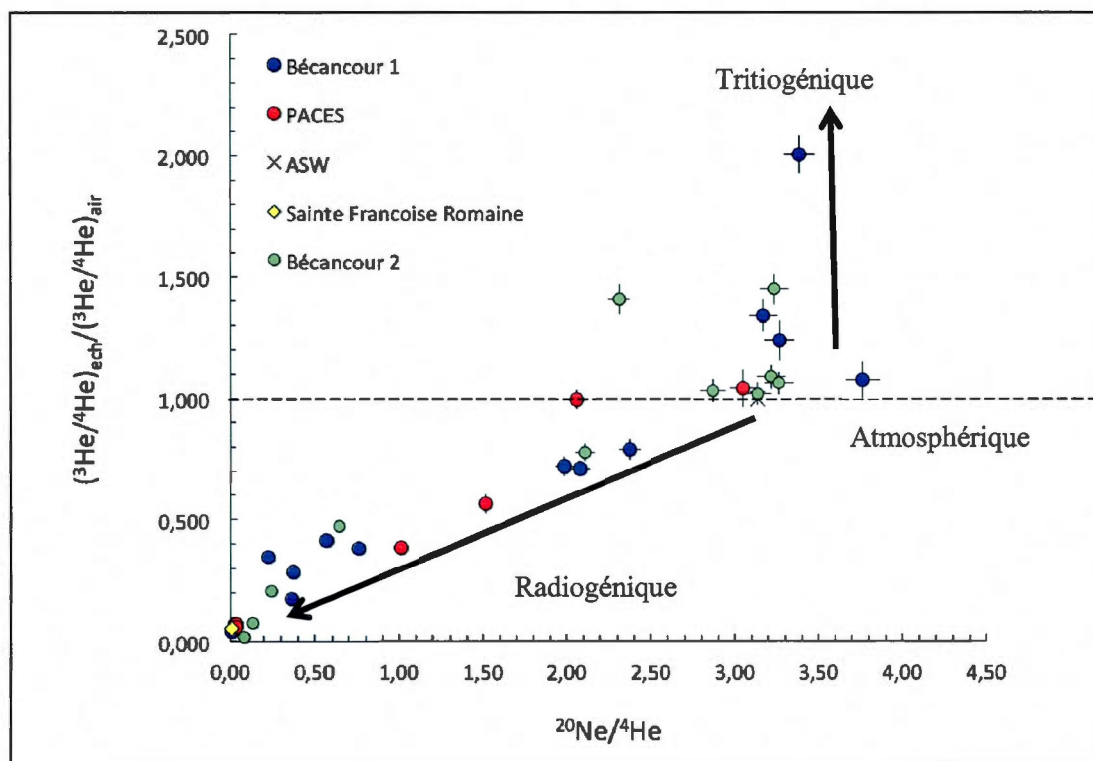


Figure 5.9 Graphique de R/Ra versus $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ (Tiré de Tomonaga, *et al.* 2011)

La figure 5.9 vient confirmer notre hypothèse de mélange. Le graphique montre le rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ normalisé à celui de l'air versus le rapport $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$. Le ^{20}Ne est un isotope principalement atmosphérique tandis que ^4He est radiogénique, donc lorsque le rapport augmente, cela indique une composition plus atmosphérique. S'il diminue, la composition sera plus radiogénique. Pour l'ordonnée, lorsque que R/Ra augmente, nous supposons une composition plus tritiogénique et lorsqu'il tend vers 0, le rapport est plus radiogénique.

Nous pouvons calculer le pourcentage des sources crustale ou mantellique d' ^3He , représenté dans la figure 5.10 (Tomonaga *et al.*, 2012). La valeur de $^3\text{He}/^4\text{He}$ crustale est fixée à 1.00×10^{-10} ccSTP/g et celle mantellique à 1.11×10^{-5} ccSTP/g (égale à 8 fois la valeur atmosphérique).

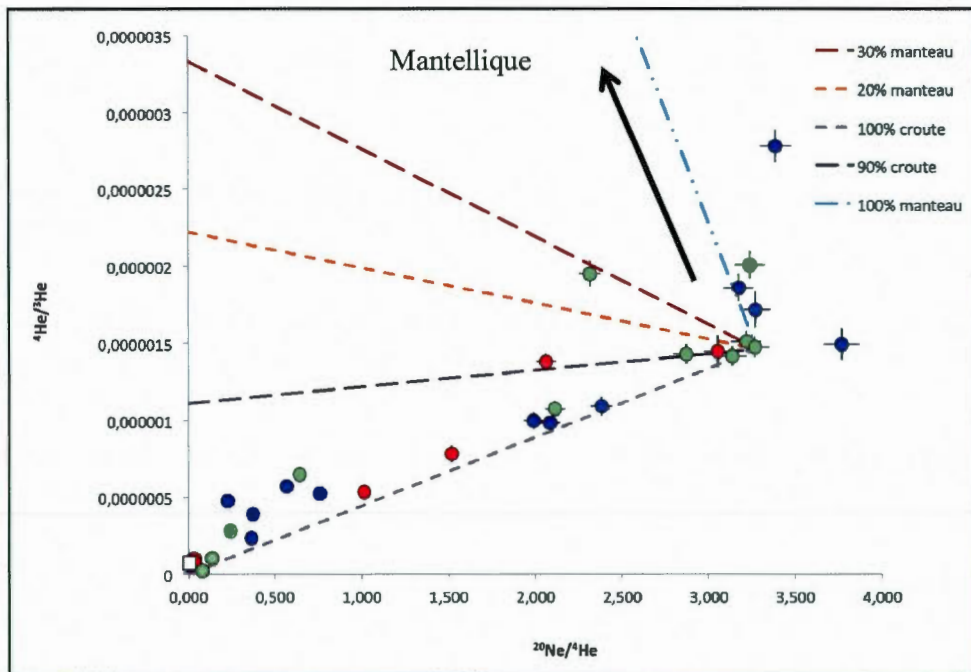


Figure 5.10 $^3\text{He}/^4\text{He}$ en fonction du $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$

Dans la Figure 5.10, nous remarquons que l'hélium des puits F1, F4 et bec131 a une signature à 10% mantellique tandis que le bec100 est à près de 30% d'origine mantellique. Toutefois, Pinti *et al.* (2011), ont fait une étude de saumures profondes, entre 900 et 1400 mètres, dans la région de Bécancour et ont obtenu des valeurs maximales de 2-3% d' ^3He mantellique. Une autre étude dans la région de New York (Siegel *et al.* ; 2004) obtient 4-5% d'apport mantellique. Il est difficile de penser que des puits à des profondeurs entre 2 et 68 mètres montrent un apport d' ^3He mantellique plus grand que des puits beaucoup plus profonds. En considérant la présence d' ^3He tritiogénique dans le bassin, il est fort probable que l'excès de ces puits provienne d'une composante tritiogénique.

5.4.1 Tritium – ^3H

Le tritium n'a pas été échantillonné lors de ce projet, mais en tenant compte de la composante tritiogénique de l'hélium présent dans l'eau, il est possible d'estimer une gamme d'âge. Nous nous sommes basé sur la courbe de désintégration du tritium d'Ottawa (Figure 3.6 ; IAEA/WMO 2006) pour estimer des âges.

Premièrement, nous avons fait un graphique du nombre de jours depuis le 1er janvier 1953 en fonction du tritium mesuré (Fig. 5.11). L'utilisation d'une courbe de puissance permet d'obtenir une courbe de corrélation. Nous obtenons la relation suivante ($R^2 = 0.83$) :

$$[^3\text{H}] = 9.00 \times 10^{11} * \text{nombre de jours}^{-2.533} \quad (5.5)$$

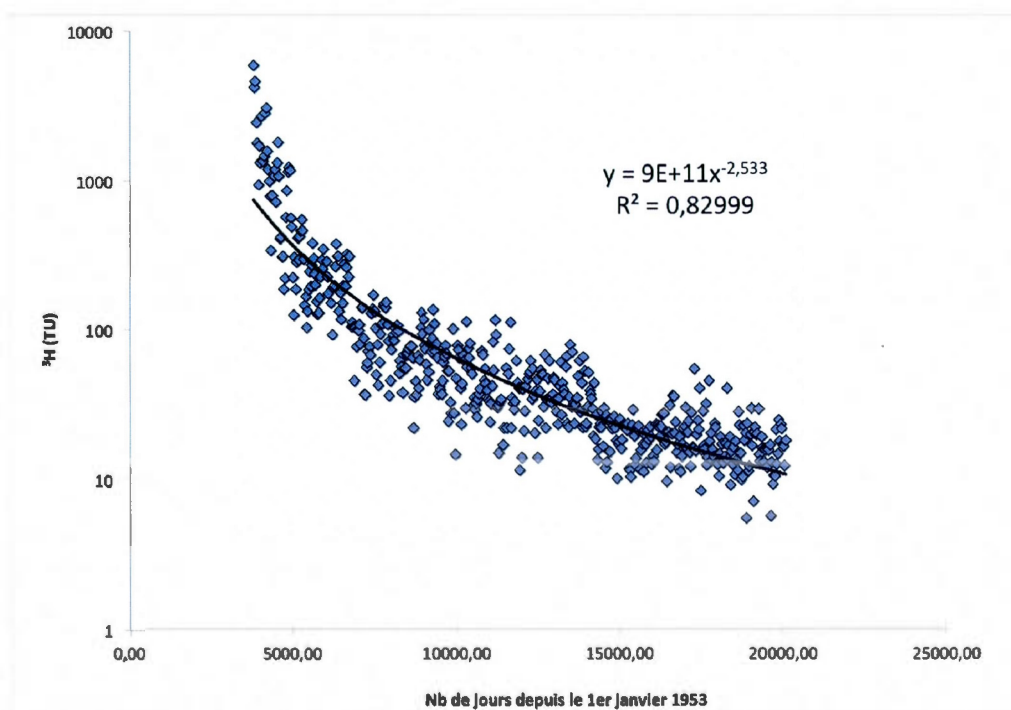


Figure 5.11 Graphique de la concentration d' ^3H en unité tritium (TU), en fonction du nombre de jours

Nous avons donc calculé la concentration théorique en ^3H en remontant le temps depuis $T_0 = 15/08/2010$.

Les âges ^3H - ^3He sont données par (Torgersen *et al.*, 1979):

$$t = \frac{T_{1/2}}{\ln 2} \cdot \ln \left(1 + \frac{[^3\text{He}_{\text{tri}}]}{[^3\text{H}]} \right) \quad (5.6)$$

où $T_{1/2} / \ln 2 = 1/\lambda = 5.626 \times 10^2$ ($T_{1/2}$ = temps de demie-vie du tritium = 12.32 ans), $[\text{}^3\text{He}_{\text{tri}}]$ est la concentration d' ^3He tritiogénique et $[\text{}^3\text{H}]$ est la concentration de tritium en ccSTP/g, pris tous deux au moment de l'échantillonnage.

Nous pouvons utiliser l'équation 5.6 pour estimer l'âge de notre échantillon. Nous avons la concentration d' ^3He tritiogénique pour chaque puits. En imposant une concentration de tritium, nous obtenons un âge ^3H - ^3He . Il faut comparer l'association âge- $[\text{}^3\text{H}]$ avec la gamme théorique trouvée avec l'équation 5.5. On fait un calcul itératif afin de trouver l'association âge- $[\text{}^3\text{H}]$ qui se rapproche le plus de celle théorique.

La présence de tritium dans l'eau suggère que nous avons des eaux récentes, âgées entre 2 et 34 ans (Tableau A.4). Afin de vérifier la méthode utilisée, nous avons placé les données obtenues sur la courbe de décroissance du tritium d'Ottawa (Fig. 5.12).

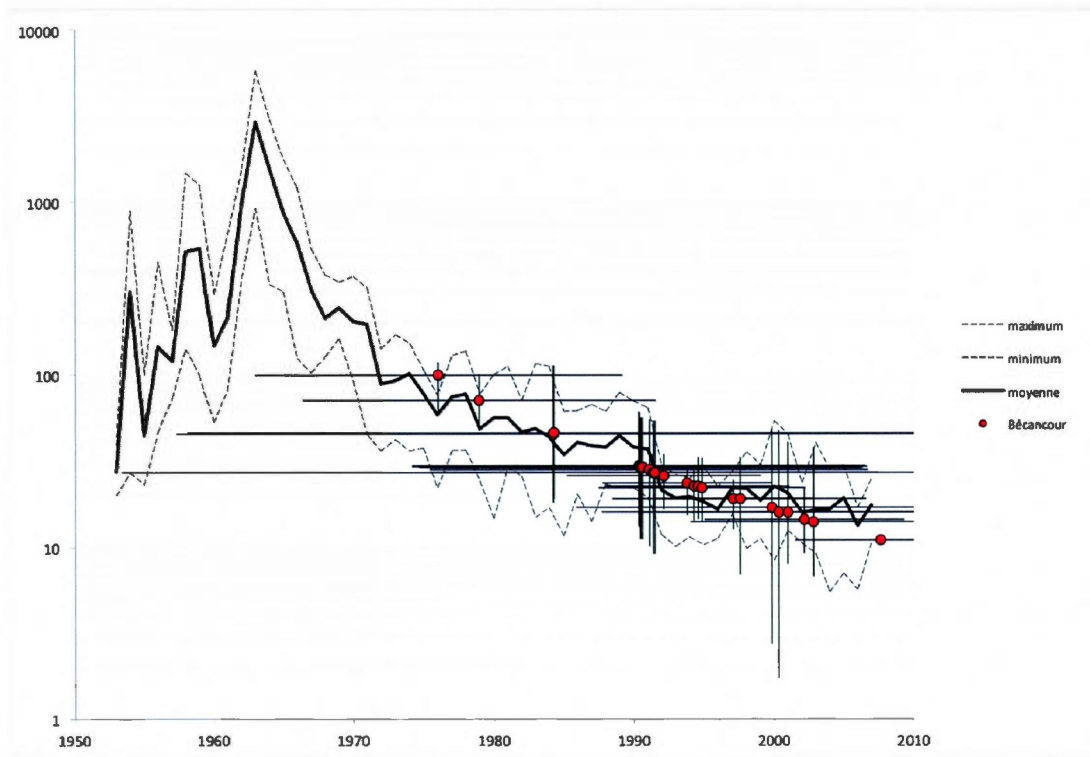


Figure 5.12 Courbe de décroissance du tritium d'Ottawa (IAEA/WMO 2006; Murphy *et al.*, 2011). Les points rouges représentent les âges mesurés pour Bécancour.

Nous avons placés géographiquement les âges ^3H - ^3He estimées sur une carte (Figure B.2). On remarque qu'il y a une zone avec des âges très récents au NO du bassin, qui correspond à la zone de recharge locale possible. De plus, nous observons deux zones avec des âges plus élevés : dans le piémont appalachiens et au SE du bassin.

5.4.2 ^4He radiogénique

Nous remarquons un excès d' ^4He qui est représenté par l' $^4\text{He}_{\text{radiogénique}}$ dans la majorité des puits, sa concentration peut atteindre jusqu'à 4.48×10^{-5} ccSTP/g. Donc, pour essayer de calculer des âges *in situ* U-Th- ^4He , la première étape fut d'identifier la concentration U-Th moyenne dans notre zone d'étude. Tout d'abord, nous avons regardé les données dans la littérature pour ces éléments. Nous retrouvons une moyenne de 1.5 ppm de U et 6.4 ppm de Th.

Afin d'obtenir des données locales, nous avons récolté des fragments de roche « cuttings » lors des forages des puits PACES. En laboratoire, ces échantillons ont été broyés afin de les homogénéiser, puis préparés pour analyse par activation neutronique (INAA). Les résultats, 1.7 et 6.6 ppm en moyenne pour l'U et le Th respectivement, (Tableau A.6) sont pratiquement identiques à ceux obtenus précédemment.

Nous pouvons calculer les âges *in situ* U-Th- ^4He avec la formule (Torgersen et Clarke, 1985):

$$t = \frac{[^4\text{He}]_{\text{radiogénique}}^{\text{fluide}}}{P_{\text{fluide}}^{4\text{He}} \times \Lambda_{4\text{He}} \times \left(\frac{1-\phi}{\phi} \right) \times \rho} \quad (5.7)$$

$^4\text{He}_{\text{radiogénique}}$ équivaut à la concentration d' ^4He d'origine radiogénique.

Avec l' $^4\text{He}_{\text{radiogénique}}$, et les valeurs moyennes d'U (1.66 ppm) et de Th (6.59 ppm), il est alors possible de calculer le taux de production d' ^4He de la roche encaissante ($P_{\text{roche}}^{4\text{He}}$) où :

$$P_{\text{roche}}^{4\text{He}} = 1.19 \times 10^{-13} \times [\text{U en ppm}] + 2.88 \times 10^{-14} \times [\text{Th en ppm}] = 3,87 \times 10^{-13}$$

$\Lambda_{4\text{He}}$ est le facteur de rétention de l'hélium (=1 pour des âges > 1000 ans)

Pour calculer les âges, il faut imposer une porosité et une densité pour les roches dans le bassin. Les shales avec des interlits divers (grès, calcaire, dolomies) sont la lithologie

dominante dans la région. Nous avons choisi une densité moyenne (ρ) de 2.7 correspondante à celle des carbonates, lithologie dominante dans les séries des Basses Terres. Par contre, il est difficile d'estimer la porosité du roc (ϕ), car pour des shales, elle varie énormément entre 5 et 20% (Larocque, 2013), mais elle peut être encore plus faible selon le type de matrice (calcaire, dolomie). Nous avons choisi de calculer les âges avec une porosité de 0.5% pour simuler un milieu très peu poreux, en accord avec la faible transmissivité des roches du bassin, et avec une porosité de 5% pour montrer la gamme d'âge possible. Les âges varient entre 150 ans et 215 Ka, considérant une porosité de 0.5% et entre 2000 ans et 2.25 Ma pour une porosité de 5% (Tableau A.7). Ces âges sont bien plus important que ceux estimés à partir de la méthode ^3H - ^3He et ^{14}C . Ceux-ci suggèrent la présence d'un excès d' ^4He (Kulongoski *et al.*, 2008).

On peut ensuite estimer un flux basal (Torgersen et Clarke, 1985) qui pourrait apporter l' ^4He dans l'aquifère. Pour calculer le flux, nous imposons un âge ($t = 30$ ans), l'épaisseur de roche ($h = 1000$ cm), la densité de la roche ($\rho = 2.7$) et une porosité ($\phi = 0.5\%$ et 5%). L' $^4\text{He}_{\text{radiogénique}}$ et le $P_{\text{roche}}^{4\text{He}}$ sont ceux calculés précédemment.

$$F = \frac{\left(h \times \left[^4\text{He} \right]_{\text{radiogénique}}^{\text{fluide}} \right) - \left(P_{\text{fluide}}^{4\text{He}} \times h \times \rho_{\text{roche}} \times \left(\frac{1-\phi}{\phi} \right) \times t \right)}{\left(t \times \rho_{\text{roche}} \times \left(\frac{1-\phi}{\phi} \right) \right)} \quad (5.8)$$

On obtient des flux basals d' ^4He variant entre 4.03×10^{-11} et 2.78×10^{-6} ccSTP/cm²*an pour une porosité de 0.5% et entre 1.25×10^{-8} et 2.05×10^{-4} ccSTP/cm²*an (Tableau A.7) pour 5%.

Nous avons aussi une série de puits qui se trouvent dans des aquifères sableux peu profonds. Nous avons effectué les mêmes calculs que pour les autres échantillons, mais cette fois, avec une porosité variant entre 15 et 30% (Tableau A.8). Les âges varient entre 5 et 300 Ka et les flux se situent entre 8.49×10^{-10} et 4.40×10^{-6} ccSTP/cm²*an.

Nous avons localisé les âges U-Th- ^4He (porosité de 0.5% et 15%) sur une carte afin d'analyser les relations potentielles. On observe deux zones avec des âges plus élevés similaires à celles observées pour les âges tritium.

Considérant les âges ^3H - ^3He estimés précédemment, nous supposons ici qu'on observe un apport d' ^4He radiogénique en excès, qui vient vieillir artificiellement les eaux.

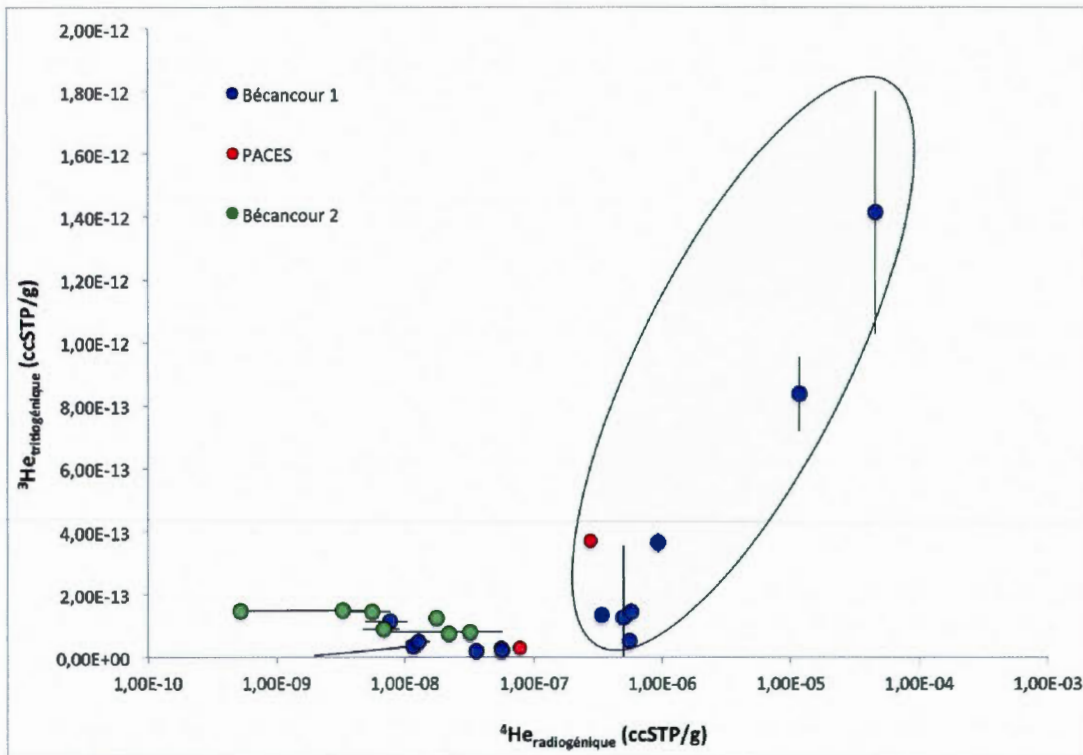


Figure 5.13 ^3He tritiogénique en fonction de ^4He radiogénique

Dans la figure 5.13, nous observons une relation entre l' $^3\text{He}_{\text{tritiogénique}}$ et l' $^4\text{He}_{\text{radiogénique}}$. Toutefois, cette relation est créée par notre choix de R_{terr} dans l'équation (7) qui fait varier la composante tritiogénique de ^3He . Si nous diminuons la valeur R_{terr} , nous allons créer un enrichissement artificiel en $^3\text{He}_{\text{tritiogénique}}$.

5.5 Synthèse des âges obtenus

Pour faire une synthèse des âges que nous avons obtenus grâce aux diverses méthodes utilisées, nous avons produit trois cartes de localisation.

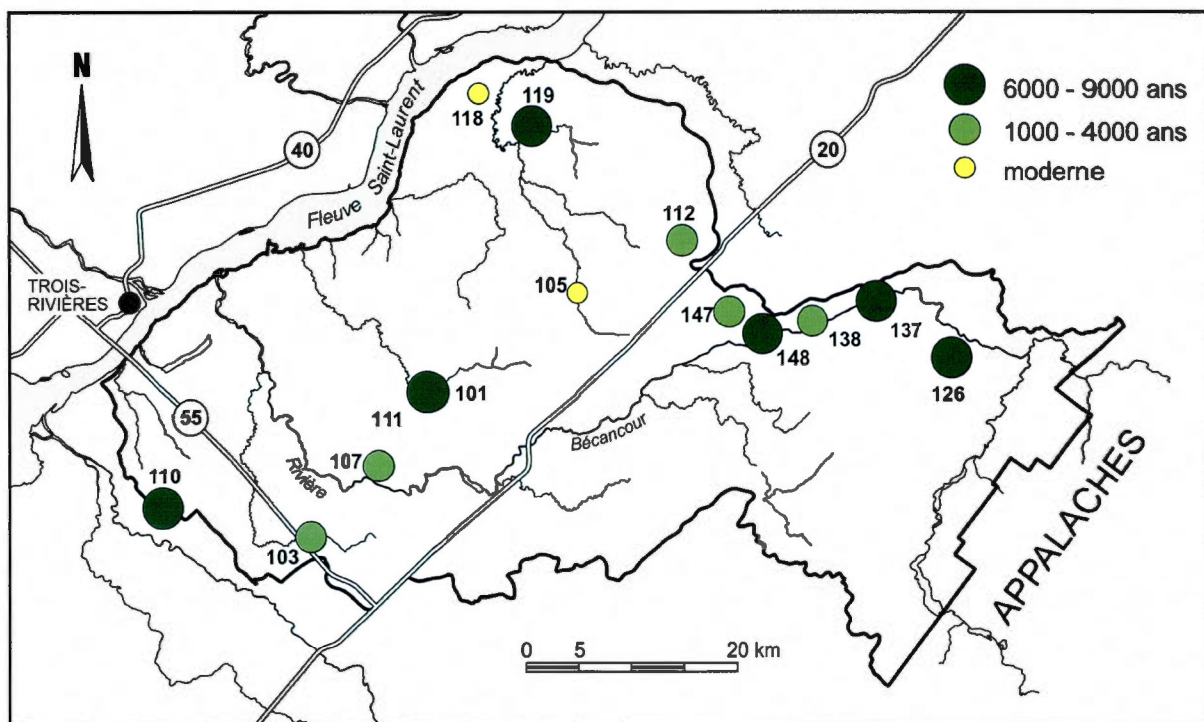


Figure 5.14 Carte de localisation géographique des âges ^{14}C

La figure 5.14 montre les âges ^{14}C à Bécancour. Nous n'observons pas de tendance bien définie pour ces âges. Nous distinguons des âges plus vieux à l'est du bassin dans le piedmont des Appalaches. Cette zone est notre zone principale de recharge et nous nous attendions à y retrouver des âges plus jeunes. Le puits bec126 présente l'âge le plus élevé soit 9200 ans. Les deux puits d'âge moderne, bec105 et bec118, se situent tous les deux dans les dépôts meubles se qui explique la signature très récente de l'eau.

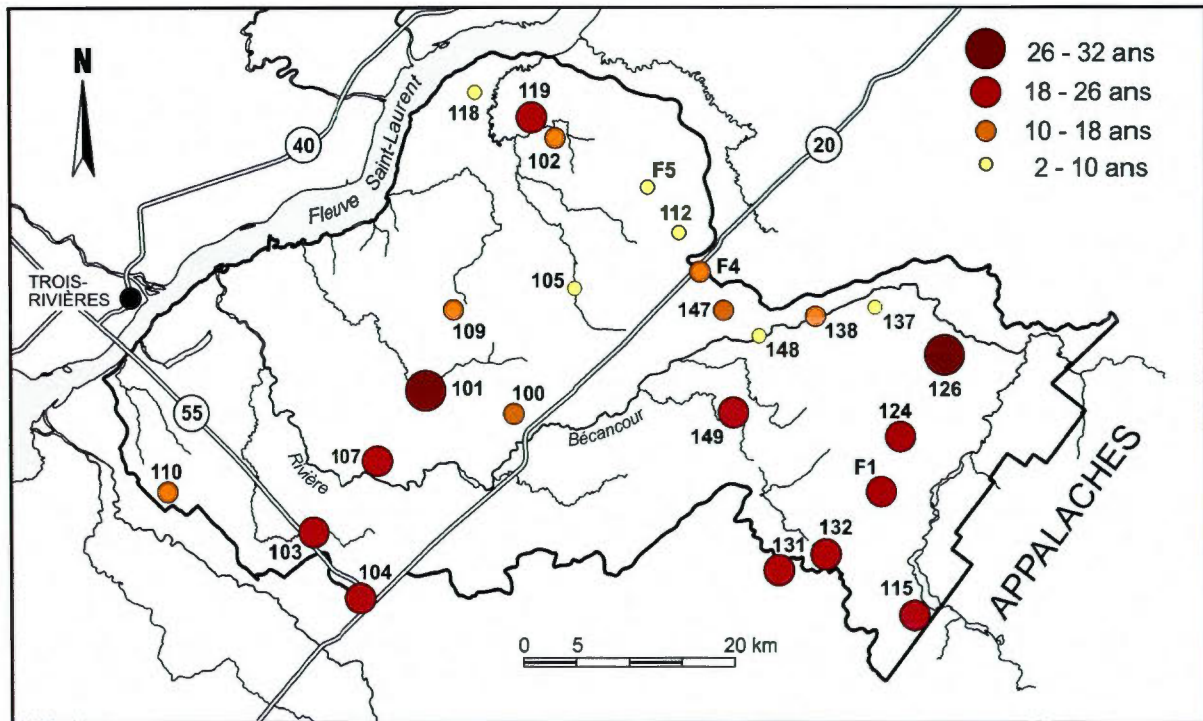


Figure 5.15 Carte de localisation géographique des âges ^3H - ^3He estimées

Les âges ^3H - ^3He (figure 5.15) montrent deux zones présentant des âges plus élevés, soit au niveau des Appalaches (bec126) et au cœur du synclinal Chambly-Fortierville (bec101). Nous observons une zone avec des âges plus faibles, qui correspond à la zone de recharge locale qui est observée sur la carte piézométrique de la région (figure 2.1). Nous notons pour le bec126 un âge de 34 ans. Nous avons discuté précédemment que la présence de tritium dans les eaux, indique un âge moderne car le pic anthropogénique de tritium date de la fin des années 60. Il est intéressant de noter la discordance entre les âges ^{14}C et tritium pour ce puits.

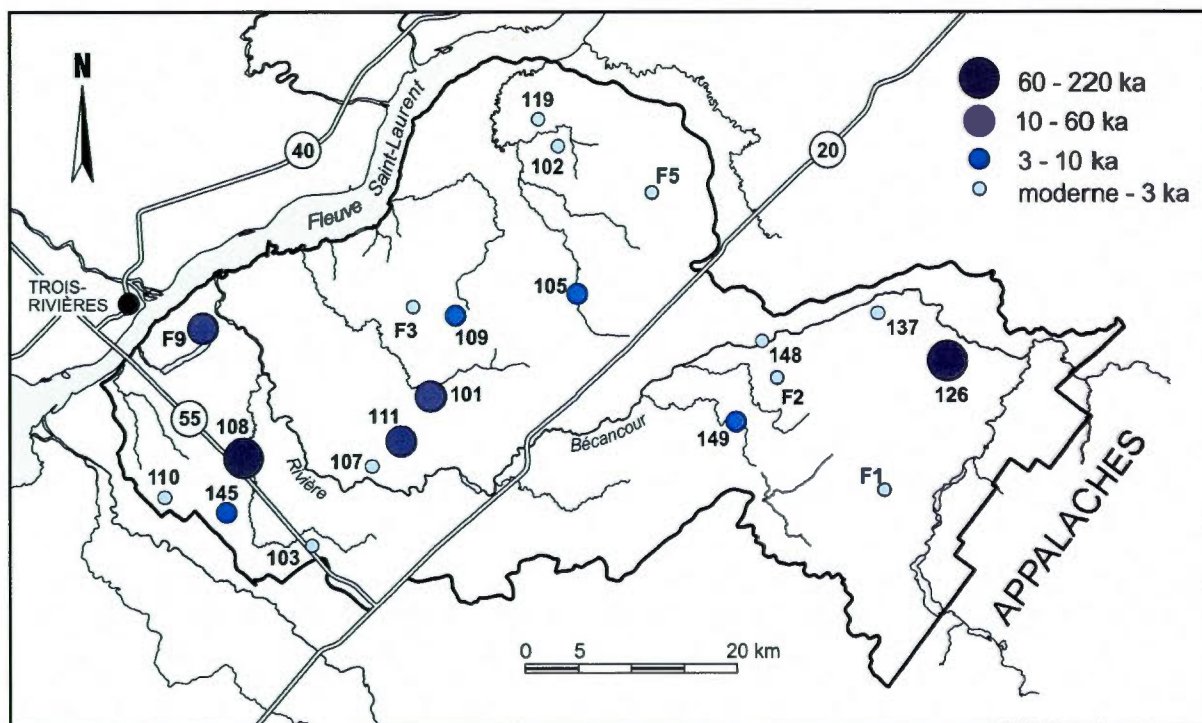


Figure 5.16 Carte de localisation géographique des âges U-Th- ^4He avec une porosité de 0.05% pour l'aquifère au roc et 15% pour l'aquifère quaternaire.

La figure ci-dessus, indique les âges *in situ* U-Th- ^4He calculés. Nous observons de nouveau, deux zones présentant des âges plus élevés : le piedmont des Appalaches (bec126) et le synclinal (bec101, bec111, bec108). Le bec126 montre un âge de 200 000 ans. Cet âge est probablement faussé par un apport d' ^4He qui vient vieillir l'eau.

En comparant les âges pour le puits bec126 soit 9200 ans pour la méthode ^{14}C , 30 ans pour le tritium et 200 000 ans avec ^4He , nous observons une grande variabilité surtout que deux méthodes nous indiquent la présence d'une eau vieille et l'autre une eau très jeune. Pour expliquer cette différence, nous supposons un mélange de plusieurs masses d'eau. Nous avons déjà amener notre croyance de la présence de recharges locales dans le bassin. Un mélange entre une eau jeune contenant du tritium et une eau plus vieille ayant accumulée de l' ^4He pourrait donc présenter une telle signature.

5.6 Excès d' ^4He

Nous supposons un excès d' ^4He radiogénique dans notre système. Trois hypothèses existent quant à la provenance de cet excès : 1) un flux crustal, 2) un apport venant de saumures profondes dans la région de Bécancour (Pinti *et al.*, 2011) et 3) un flux de méthane riche en ^4He venant de formations de shales sous-jacentes.

5.6.1 Flux crustal

Si l'on considère un flux crustal moyen (Fig. 5.14) de $4,91 \times 10^{-6}$ ccSTP/cm²*an (Torgersen, 2010), un apport de 50% de ce flux est suffisant pour expliquer les flux les plus élevés, soit $2,10 \times 10^{-6}$ ccSTP/cm²*an (bec108 ; 15% de porosité) et $2,78 \times 10^{-6}$ ccSTP/cm²*an (bec126 ; 0,05% de porosité).

Toutefois, si nous augmentons la porosité, il faudrait jusqu'à 42 fois le flux crustal moyen pour expliquer le flux calculé pour le puits bec126 ($2,05 \times 10^{-4}$ ccSTP/cm²*an). Les puits bec101, bec149, F9 et bec108 montrent également des flux anormaux (10,81, 0,86, 2,52, 0,90 ccSTP/ cm² * an).

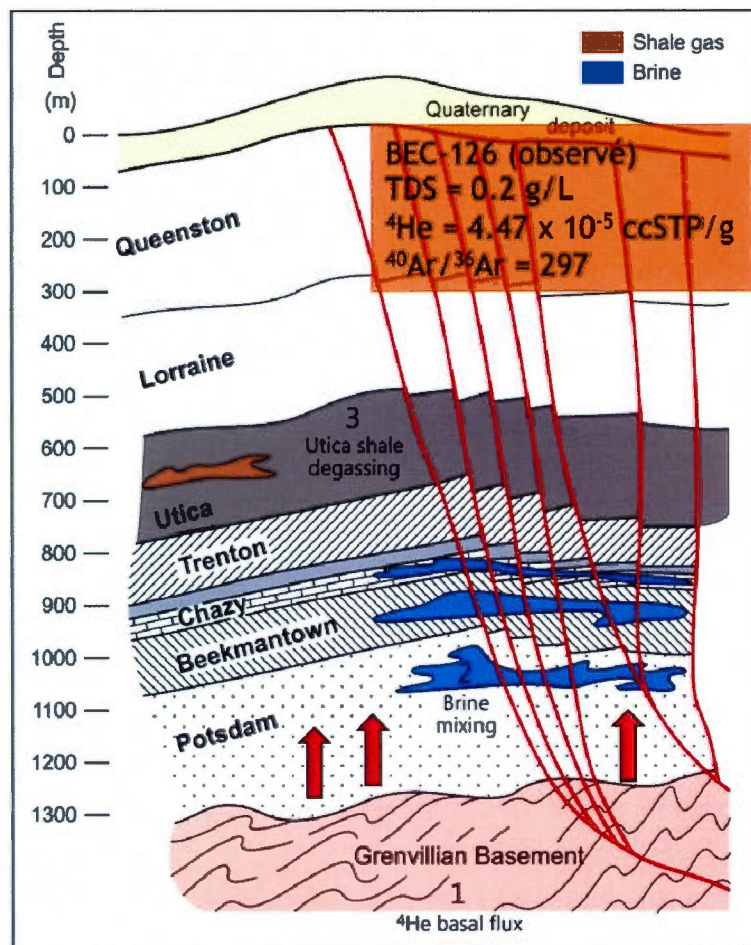


Figure 5.17 Flux crustal d'⁴He provenant du socle grenvillien précambrien

Cette hypothèse peut expliquer la majorité de l'excès d'⁴He dans les eaux souterraines de la région selon le calcul de flux (13). Par contre, ce calcul est basé sur un aquifère de 10 mètres d'épaisseur et sur un temps d'accumulation d'⁴He de 30 ans. Le principal aquifère se trouve dans la couche supérieure de la roche fracturée. Si nous supposons une épaisseur de 100 mètres, le flux d'⁴He nécessaire pour expliquer l'excès du puits bec126 est de 400 fois le flux crustal. L'âge des eaux va également affecter les flux calculés. Pour des eaux plus jeunes, les flux augmentent (*i.e.* 83 fois le flux crustal pour bec126).

5.6.2 Saumures profondes

La deuxième hypothèse suppose un apport d' ^4He venant de saumures profondes, provenant des formations de Potsdam, de Beekmantown et de Chazy (Fig. 5.15). Les saumures de Junex (Pinti *et al.*, 2011) sont riches en ^4He ($4.89 - 32.2 \times 10^{-4}$ ccSTP/g). Elles possèdent une signature d'argon très radiogénique ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 988 - 1818$) et une quantité de solides totaux dissous (TDS) très élevée (193.5 – 314.7 g/L).

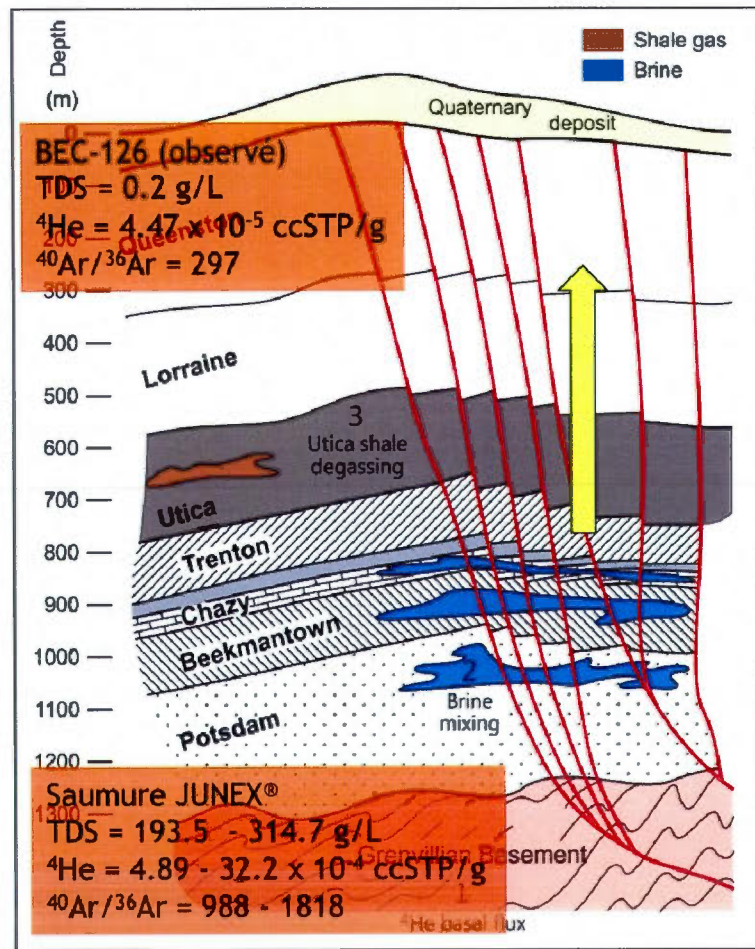


Figure 5.18 Apport d' ^4He venant d'un mélange avec les saumures profondes de Bécancour

Si nous supposons un mélange entre les saumures et les eaux récentes de recharge, il faut environ 1% de saumures pour expliquer la totalité de l' ^4He radiogénique de l'échantillon le plus enrichi (bec126 ; 4.47×10^{-5} ccSTP/g). Toutefois, selon ce mélange, le TDS des eaux souterraines devrait être compris entre 2.7 – 29 g/L, mais nous retrouvons tout au plus 500 mg/L dans nos puits. De plus, les eaux souterraines possèdent une signature d'Ar atmosphérique ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 297$) et non la signature radiogénique des saumures.

Le mélange entre les saumures et les eaux souterraines expliquerait la concentration de l'hélium radiogénique, mais la différence entre la chimie et les rapports isotopiques des composantes n'est pas expliquée.

Une explication serait que l' ^4He , en phase gazeuse, n'a pas la même vitesse de diffusion que la phase aqueuse. Il est donc possible que l' ^4He des saumures ait atteint l'eau souterraine sans mélange avec la phase aqueuse saumâtre. Toutefois, cela n'explique pas la signature atmosphérique de l'Ar qui étant gazeux, devrait diffuser à une vitesse similaire à celle de l'He.

5.6.3 Flux de méthane

Notre dernière hypothèse consiste en un apport d' ^4He radiogénique par un flux de méthane riche en ^4He , provenant des roches sous-jacentes. Dans la région de Bécancour, il y a deux formations formées de shales : les Shales d'Utica et la Formation de Lorraine (Fig. 5.16).

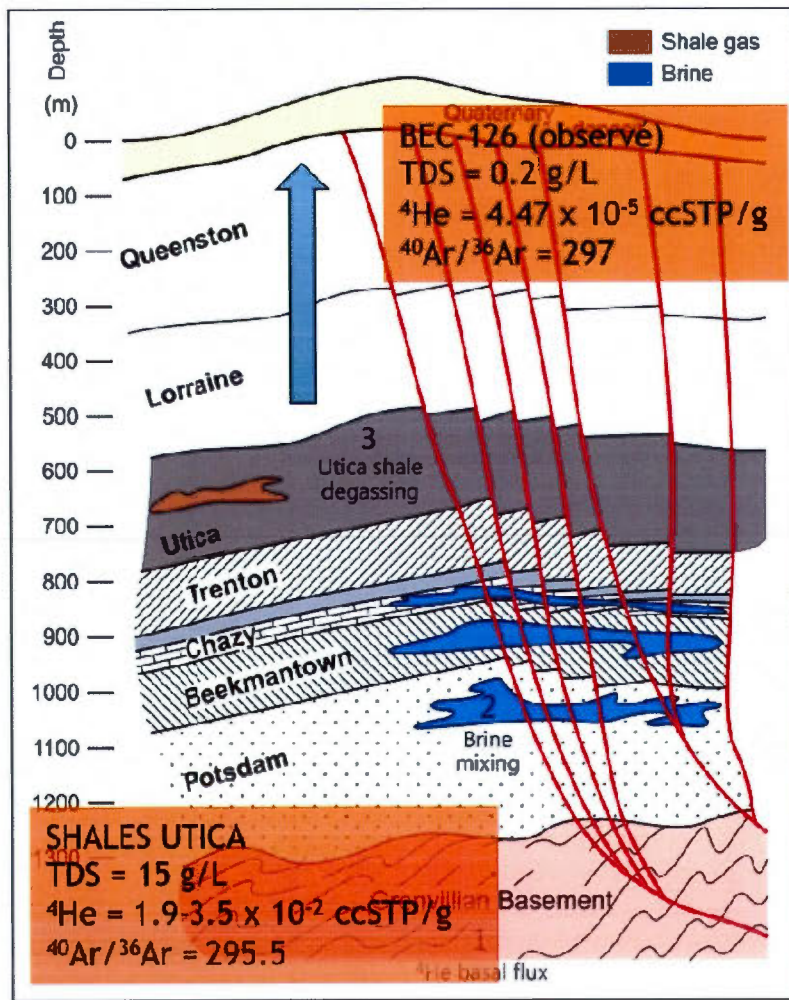


Figure 5.19 Flux de méthane provenant des Shales d'Utica

Si nous supposons un flux de méthane advectif provenant des Shales d'Utica (TDS : 15 g/L ; 4He : $1.9 - 3.5 \times 10^{-2}$ ccSTP/g ; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295.5$), un apport de seulement 0.1% est nécessaire pour obtenir une concentration d' ^4He similaire à celle de Bécancour. Le mélange final possède des caractéristiques chimiques et isotopiques également similaires aux eaux souterraines avec un TDS entre 19-35 mg/L et un ratio $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique.

Les Shales d'Utica ont récemment été identifiés pour l'exploration pour les gaz de shale. De plus, la présence de méthane dans l'eau souterraine est reconnue dans la région de Bécancour. Le puits de Sainte-Françoise-Romaine est un ancien puits d'exploitation gazière de la SOQUIP. Lorsqu'on regarde le rapport de R/Ra en fonction du $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ (Fig. 5.9), nous remarquons que la composition de ce puits reflète la composition du pôle radiogénique et de l'excès d' ^4He , ce qui est en accord avec notre hypothèse.

Toutefois, il est impossible de choisir le flux de méthane au détriment du flux crustal. Il est fort probable qu'une combinaison de ces deux sources soit responsable de l'excès d' ^4He radiogénique observé. Une étude plus poussée du taux de diffusion des gaz et des saumures est nécessaire afin de complètement éliminer les saumures comme source d' ^4He .

CONCLUSIONS

L'analyse des gaz rares dans le bassin versant de la rivière Bécancour montre que les eaux souterraines ont une signature isotopique atmosphérique ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^{132}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ vs $^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$) nous indiquant que les eaux sont modernes. Ceci est corroboré par les valeurs des isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) qui se placent parallèlement entre la ligne moyenne et la ligne global des eaux météoritiques. Les écarts le long de cette droite nous suggèrent un mélange entre les précipitations annuelles et une source appauvrie. Ce pôle appauvri est compatible avec une recharge printanière froide du à la fonte des neiges. Lorsqu'on regarde les $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de la profondeur, nous remarquons que la composition des puits provenant des formation en amont du bassin ne varie pas. Toutefois, nous observons une variation des compositions dans les dépôts meubles, mélange entre l'eau de fonte et l'eau de l'aquifère sous-jacent; et dans les formations près de la décharge où nous observons un mélange entre l'eau rechargé en altitude et l'eau rechargé dans la plaine. Lorsque nous examinons les âges ^{14}C , nous remarquons 3 groupes d'âge : des eaux modernes, des eaux intermédiaire (entre 1000 et 4000 ans) et des eaux âgées (entre 6000 et 9000 ans). Nous observons également que les eaux plus âgées sont enrichies en Na^+ à cause de l'interaction avec les roches encaissantes.

La solubilité des gaz rares diminue avec l'augmentation de la température. Cela nous permet de calculer les paléotempératures au moment de la recharge. Nous observons une relation inverse entre les températures de gaz rares (NGT) et l'altitude des puits (pente = -17.2, $R^2 = 0.77$). Les températures les plus basses proviennent des puits aux plus hautes altitudes. Toutefois, lorsque nous ajoutons les âges ^{14}C , nous remarquons que la distribution des âges n'est pas une fonction de l'altitude. Nous pouvons aussi noter une relation entre les NGT et le $\delta^{18}\text{O}$. La pente de cette droite est plus faible que celle de la droite de Dansgaard qui montre la relation mondiale du $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de la température.

En étudiant les variations de R/Ra en fonction de $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$, nous pouvons émettre l'hypothèse d'un apport d'hélium triple: atmosphérique, radiogénique et tritiogénique. Quand nous calculons le pourcentage d'hélium mantellique, nous remarquons que 4 puits présentent des contributions comprises entre 10 et 30%. Par contre, il est fort probable que ces résultats proviennent d'une surestimation due à l'apport de la composante tritiogénique, la littérature montrant qu'on retrouve un maximum de 5% d'hélium mantellique dans les saumures profondes de Bécancour (Pinti *et al.*, 2011).

Nous avons déterminé les concentrations d' ^3He tritiogénique et d' ^4He radiogénique et avons donc calculé les âges $^3\text{H}-^3\text{He}$ (2 - 34 ans) et U-Th- ^4He (95 ans – 2.25 Ma). Le ^{14}C donne quant à lui des âges entre moderne et 9200 ans. Nous remarquons un écart significatif entre les âges déterminés par les diverses méthodes de datation. Toutefois, nous avons établi que les eaux sont modernes, donc nous supposons un excès d' ^4He radiogénique qui vient vieillir artificiellement les eaux souterraines. Nous proposons trois hypothèses pour expliquer cet excès. Premièrement, un flux crustal d' ^4He provenant de la croûte terrestre sous-jacente. Deuxièmement, un apport provenant des saumures profondes de la région de Bécancour. Finalement, un flux de méthane riche en ^4He venant des shales des formations géologiques de Lorraine ou de l'Utica. Afin de confirmer ou d'infirmer notre seconde hypothèse, il faudrait approfondir notre connaissance sur les vitesses de diffusion de l'hélium et des saumures à travers les roches encaissantes. Un apport combiné d'un flux crustal diffusif d' ^4He et d'un flux de méthane semble au final l'explication la plus probable.

Pour augmenter la fiabilité des âges $^3\text{H}-^3\text{He}$, il est nécessaire de faire des mesures de tritium pour les puits de Bécancour. Un projet de Maîtrise (Marion Saby) est en cours pour analyser le tritium dans cette région ce qui devrait nous livrer des âges plus fiables. Des mesures de concentrations de méthane pourrait aussi aider à définir qualitativement ou quantitativement les apports d' ^4He . Une étude isotopique du méthane nous apporterait également de l'information sur l'origine du méthane. Il serait nécessaire d'approfondir nos connaissances sur l'hydrogéologie du bassin, car nous supposons un système de type « piston flow » mais il est évident que notre système est plus compliqué intégrant plusieurs zones de recharge et différents aquifères.

APPENDICE A

TABLEAUX DE RÉSULTATS

Groupe	Lithologie	$\delta^{18}\text{O}$	δD		Groupe	Lithologie	$\delta^{18}\text{O}$	δD
		‰	‰				‰	‰
Lorraine					Sillery			
bec101-2	Lorraine	-11,93	-83,60		bec100-2	Sillery	n.d.	n.d.
bec102-1	Queenston	n.d.	n.d.		bec103-2	Ste-Rosalie	n.d.	n.d.
bec107-1	Lorraine	-11,52	-80,31		bec104-2	Sillery	n.d.	n.d.
bec110-2	Queenston	-11,19	-77,80		bec112-2	Stanbridge	-11,90	-84,70
bec119-1	Lorraine	-11,51	-81,49		bec126-1	Olistostrome	-11,77	-82,03
bec145-1	Lorraine	-10,80	-75,33		bec126-2	Olistostrome	-11,77	-82,03
F3	Lorraine	-14,19	-99,94		bec137-2	Sillery	-11,68	-82,13
F5	Lorraine	-12,26	-79,68		bec138-2	Sillery	-11,85	-82,25
F9	Lorraine	-10,95	-73,20		bec147-1	Stanbridge	-11,87	-83,56
Dépôt meubles					bec148-2	Sillery	-11,61	-80,37
bec105-2	Dépôt meubles	-11,71	-81,95		bec149-1	Sillery	-11,87	-81,59
bec108-2	Dépôt meubles	-10,76	-74,54		F2	Sillery	-11,53	-79,92
bec109-2	Dépôt meubles	-11,55	-82,84		F4	Stanbridge	-11,67	-79,85
bec111-1	Dépôt meubles	-11,20	-77,37		Schiste de Bennett			
bec118-2	Dépôt meubles	-12,43	-86,06		F1	Schiste de Bennett	-12,32	-86,59
bec124-2	Dépôt meubles	-13,22	-93,75		bec115-2	Schiste de Bennett	-12,27	-85,71
					bec131-2	Schiste de Bennett	-12,63	-86,72
					bec132-2	Schiste de Bennett	-12,42	-86,97
Eau de la fonte des neiges (MOHYSE)		-13,79	-95,22		Précipitations d'été		-10,23	-69,33
Eau de la fonte des neiges (Agriflux)		-12,63	-86,52		Précipitations moyennes		-11,52	-79,63

Tableau A.1 Valeurs des isotopes stables dans les puits de Bécancour et les valeurs moyennes des précipitations et de la fonte des neiges (Meyzonnat, 2012)

Échantillons	^4He radiogénique	^3He tritiogénique
	ccSTP/g	ccSTP/g
Bécancour 1		
bec101-2	1,16E-05	8,37E-13
bec103-2	4,94E-07	1,24E-13
bec105-2	3,55E-08	1,72E-14
bec107-1	3,37E-07	1,32E-13
bec110-2	5,48E-07	5,05E-14
bec112-2	1,16E-08	3,25E-14
bec118-2	n.d.	3,83E-15
bec119-1	5,67E-07	1,44E-13
bec126-1	4,47E-05	1,41E-12
bec137-2	5,57E-08	2,63E-14
bec138-2	7,68E-09	1,12E-13
bec147-1	1,28E-08	4,79E-14
bec148-2	5,60E-08	2,00E-14
bec149-1	9,23E-07	3,64E-13
Puits PACES		
F1	2,74E-07	3,71E-13
F2	1,58E-07	n.d.
F3	4,51E-07	n.d.
F4	3,19E-08	7,96E-14
F5	7,75E-08	2,86E-14
F9	2,70E-06	n.d.

Tableau A.2 Valeurs d' ^3He tritiogénique et d' ^4He radiogénique de Bécancour 1 et PACES

Échantillons	^4He radiogénique	^3He tritiogénique
	ccSTP/g	ccSTP/g
Bécancour 2		
bec100-2	6,89E-09	8,68E-14
bec102-1	3,18E-08	7,73E-14
bec104-2	3,33E-09	1,48E-13
bec108-2	9,62E-07	n.d.
bec109-2	2,18E-08	7,35E-14
bec111-1	1,83E-07	n.d.
bec115-2	5,65E-09	1,42E-13
bec124-2	5,67E-10	1,46E-13
bec126-2	1,05E-05	n.d.
bec131-2	1,75E-08	1,23E-13
bec132-2	n.d.	1,44E-13
bec145-1	6,91E-07	n.d.

Tableau A.3 Valeurs d' ^3He tritiogénique et d' ^4He radiogénique des séries
Bécancour 2

	^3H estimé	^3H estimé	^3He tri	t (^3H - ^3He)
	TU	ccSTP/g	ccSTP/g	ans
Bécancour 1				
bec101-2	71	1,77E-13	8,37E-13	31,0
bec103-2	27	6,72E-14	1,24E-13	18,6
bec105-2	14	3,49E-14	1,72E-14	7,1
bec107-1	28	6,97E-14	1,32E-13	18,9
bec110-2	19	4,73E-14	5,05E-14	12,9
bec112-2	17	4,23E-14	3,25E-14	10,1
bec118-2	11	2,74E-14	3,83E-15	2,3
bec119-1	29	7,22E-14	1,44E-13	19,5
bec126-1	99	2,47E-13	1,41E-12	33,9
bec137-2	16	3,98E-14	2,63E-14	9,0
bec138-2	26	6,47E-14	1,12E-13	17,9
bec147-1	19	4,73E-14	4,79E-14	12,4
bec148-2	14,5	3,61E-14	2,00E-14	7,8
bec149-1	45	1,12E-13	3,64E-13	25,7
PACES				
F1	46	1,15E-13	3,71E-13	25,7
F2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F4	22,5	5,60E-14	7,96E-14	15,7
F5	16	3,98E-14	2,86E-14	9,6
F9	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Bécancour 2				
bec100-2	23,5	5,85E-14	8,68E-14	16,2
bec102-1	22,5	5,60E-14	7,73E-14	15,4
bec104-2	29,5	7,35E-14	1,48E-13	19,6
bec108-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
bec109-2	22	5,48E-14	7,35E-14	15,1
bec111-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
bec115-2	29	7,22E-14	1,42E-13	19,4
bec124-2	29,25	7,28E-14	1,46E-13	19,5
bec126-2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
bec131-2	27	6,72E-14	1,23E-13	18,5
bec132-2	29	7,22E-14	1,44E-13	19,5
bec145-1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

Tableau A.4 Tableau des âges ^3H - ^3He de Bécancour en utilisant des valeurs de tritium estimées

Puits proche		poids	U	Th	K
		(g)	(ppm)	(ppm)	(%)
bec101	Lac Rose 0-2m	2,3447	1,19	5,36	2,35
bec105	Manseau ROC 43m	2,4884	2,98	8,91	2,56
bec107	Daveluyville 70-80'	2,2033	2,63	12,90	1,98
F1	ROC01 25-30m	2,0584	1,11	6,48	1,71
F2	F2 ROC 45'	2,6354	1,16	5,24	2,00
F5	Ste Fran 117-137'	2,0821	1,36	5,89	2,04
F7	Leclercville 160'	2,2897	2,00	6,67	1,96
F10	F10 158'	2,3620	0,85	1,30	0,43
moyenne			1,66	6,59	1,88
moyenne régionale			1,49	6,43	2,06

Tableau A.5 Valeurs mesurées U-Th-K par INAA à Bécancour

Échantillons	⁴ He _{radiogénique}	φ = 0,005			φ = 0,05		
		t	Flux	fois, flux basal	t	Flux	fois, flux basal
ccSTP/g		an	ccSTP/cm ² *an		Ka	ccSTP/cm ² *an	
Bécancour 1							
bec101-2	1,16E-05	60*	7,19E-07	0,15	600	5,31E-05	10,81
bec103-2	4,94E-07	2300	3,03E-08	0,01	25	2,26E-06	0,46
bec107-1	3,37E-07	1600	2,05E-08	0,00	20	1,54E-06	0,31
bec110-2	5,48E-07	2600	3,36E-08	0,01	30	2,50E-06	0,51
bec119-1	5,67E-07	2700	3,48E-08	0,01	30	2,59E-06	0,53
bec126-1	4,47E-05	215*	2,78E-06	0,57	2250	2,05E-04	41,67
bec137-2	5,57E-08	270	3,07E-09	0,00	5	2,52E-07	0,05
bec148-2	5,60E-08	270	3,09E-09	0,00	5	2,53E-07	0,05
bec149-1	9,23E-07	4450	5,69E-08	0,01	50	4,22E-06	0,86
Puits PACES							
F1	2,74E-07	1300	1,66E-08	0,00	15	1,25E-06	0,25
F2	1,58E-07	750	9,40E-09	0,00	10	7,19E-07	0,15
F3	4,51E-07	2100	2,76E-08	0,01	25	2,06E-06	0,42
F5	7,75E-08	350	4,42E-09	0,00	5	3,51E-07	0,07
F9	2,70E-06	10*	1,67E-07	0,03	150	1,24E-05	2,52
Bécancour 2							
bec102-1	3,18E-08	150	1,59E-09	0,00	2	1,43E-07	0,03
bec126-2	1,05E-05	50*	6,53E-07	0,13	550	4,81E-05	9,80
bec145-1	6,91E-07	3300	4,25E-08	0,01	50	3,16E-06	0,64

* les valeurs de t sont exprimées en Ka

* les valeurs de t sont exprimées en Ka

Tableau A.6 Âges U-Th-⁴He et flux d'⁴He calculés pour l'aquifère au roc

Échantillons	$^4\text{He}_{\text{radiogénique}}$	$\phi = 0,15$			$\phi = 0,30$		
		t	Flux	fois, flux basal	t	Flux	fois, flux basal
	ccSTP/g	Ka	ccSTP/cm ² *an		Ka	ccSTP/cm ² *an	
Aquifère holocène							
bec105-2	3,55E-08	5	7,68E-08	0,02	15	1,62E-07	0,03
bec108-2	9,62E-07	150	2,10E-06	0,43	400	4,40E-06	0,90
bec109-2	2,18E-08	5	4,72E-08	0,01	10	9,94E-08	0,02
bec111-1	1,83E-07	50	3,99E-07	0,08	75	8,37E-07	0,17

Tableau A.7 Âges U-Th- ^4He et flux d' ^4He calculés pour l'aquifère dans les dépôts meubles

BIBLIOGRAPHIE

- Aeschbach-Hertig, W., El-Gamal, H., Wieser, M., Palcsu, L. 2008. Modeling excess air and degassing in groundwater by equilibrium partitioning with a gas phase. *Water Resources Research*, 44 (8), W08449, doi:10.1029/2007WR006454.
- Aeschbach-Hertig, W., Schlosser, P., Stute, M., Simpson, H.J., Ludin, A. and Clark, J.F. 1998. A $^3\text{H}/^3\text{He}$ study of groundwater flow in a fractured bedrock aquifer. *Ground Water* 36: 661-670.
- Aeschbach-Hertig, W., Solomon, D.K. 2013. Noble Gas Thermometry in Groundwater Hydrology. P. Burnard (ed.), *The Noble Gases as Geochemical Tracers, Advances in Isotopes Geochemistry*, Springer-Verlag, DOI: 10.1007/978-3-642-28836-4_1, pp. 81-122.
- Andrews, J.N., Goldbrunner, J.E., Darling, W.G., Hooker, P.J., Wilson, G.B., Youngman, M.J., Eichinger, L., Rauert, W., Stichler, W. 1985. A radiochemical, hydrochemical and dissolved gas study of groundwaters in the Molasse basin of Upper Austria. *Earth and Planetary Science Letters*, 73 (2-4), pp. 317-332.
- Ballentine, C.J., Hall, C.M. 1999. Determining paleotemperature and other variables by using an error-weighted, nonlinear inversion of noble gas concentrations in water, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63 (16), pp. 2315-2336.
- Baudron, P., Barbecot, F., Garcia Arostegui, J.L., Leduc, C., Travi, Y., Martinez-Vicnete, D. 2013. Impacts of human activities on recharge in a multilayered semiarid aquifer (Campo de Cartagena, SE Spain). *Hydrological Processes*.
- Benabdallah, E.M. 2010. Mouvement des eaux souterraines et des ions majeurs dans une argile champplain depuis sa formation. Thèse, Université de Montréal, 433p.
- Benson, B.B., Krause, D. 1980. The concentration and isotopic fractionation of gases dissolved in freshwater in equilibrium with the atmosphere. *Limnology and Oceanography*, 95 (4), p. 662-671.
- Burnard, P., Zimmermann, L., Sano, Y. 2013. The Noble Gases as Geochemical Tracers: History and Background. P. Burnard (ed.), *The Noble Gases as Geochemical Tracers, Advances in Isotopes Geochemistry*, Springer-Verlag, DOI: 10.1007/978-3-642-28836-4_1, pp. 1-15.

- Cloutier, V., Lefebvre, R., Therrien, R., Savard, M.M. 2008. Multivariate statistical analysis of geochemical data as indicative of the hydrogeochemical evolution of groundwater in a sedimentary rock aquifer system. *Journal of Hydrology*, 353 (3-4), pp. 294-313.
- Cloutier, V., Lefebvre, R., Savard, M.M., Bourque, E., Therrien, R. 2006. Hydrogeochemistry and groundwater origin of the Basses-Laurentides sedimentary rock aquifer system, St. Lawrence Lowlands, Québec, Canada. *Hydrogeology Journal*, 14, pp. 573-590.
- Craig, H. 1961. Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science*, 133, pp. 1702-1703
- Davisson, M.L., Criss, R.E. 1996. Na-Ca-Cl relations in basinal fluids, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 (15), pp. 2743-2752.
- Fontes, J.C. 1980. Environmental isotopes in groundwater hydrology. Chapter 3, *Handbook of environmental isotope geochemistry*, Ed. Fritz, P. et Fontes, J.C. Elsevier. Vol 1, The Terrestrial environment, A, pp. 75-140.
- Fontes, J.C., Garnier, J.M. 1979. Determination of the initial ^{14}C activity of the total dissolved carbon: a review of the existing models and a new approach. *Water Resour. Res.* 15, pp. 399-413.
- Gagné, S., Larocque, M., Chaumont-Blonsky, K., Fernandes, S. 2011. Propriétés hydrogéologiques de formations aquifères du bassin versant de la rivière Bécancour (Québec, Canada). *Conférence GeoHydro 2011*, Québec, Canada, 28-31 août 2011.
- Gallagher, D., McGee, E.J., Kalin R.M., Mitchell, P.I. 2000. Performance of models for radiocarbon dating of groundwater: an appraisal using selected Irish aquifers. *Radiocarbon*, 42 (2), pp 235-248.
- Geyh, M., D'Amore, F., Darling, G., Paces, T., Pang, Z., Silar, J. 2000. Geohydraulic aspects, Chapter 3, *Groundwater Saturated and Unsaturated zone*, Volume IV, *Environmental isotopes in the hydrological cycle, Principles and Applications*, IAEA, pp. 25-40.
- Glascok, M.D., Neff, H. 2003. Neutron activation analysis and provenance research in archaeology. *Measurement Science and Technology*, 14 (2003), p.1516-1526.
- Globensky, Y. 1987. *Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent*, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 85-02.
- Godbout, P.-M. 2013. *Géologie du Quaternaire et hydrostratigraphie sur les versants de la zone Bécancour*, Québec. *Mémoire de Maîtrise*, UQAM.
- Godbout, P.-M., Ouimet, S., Meyzonnat, G., Gagné, S., Tremblay, L., Larocque, M., Lamothe, M., Pinti, D.L., Allard, G. 2011. Quaternary geology and hydrogeology of the Bécancour area, Québec. *Conférence GeoHydro*, Québec, Canada, 28-31 août 2011, 72p.

- International Atomic Energy Agency/World Meteorological Organization. 2006. Global network of isotopes in precipitation: the GNIP database. <http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/index.html>.
- Kazemi, G.A., Lehr, J.H., Perrochet, P. 2006. Groundwater age. Wiley, Hoboken, NJ, 325p.
- Klump, S., Grundl, T., Purtschert, R., Kipfer, R. 2008. Groundwater and climate dynamics derived from noble gas, ^{14}C , and stable isotope data. *Geology*, 36 (5), p. 395-398.
- Kulongoski, J.T., Hilton, D.R., Cresswell, R.G., Hostetler, S., Jacobson, G. 2008. Helium-4 characteristics of groundwaters from Central Australia: Comparative chronology with chlorine-36 and carbon-14 dating techniques. *Journal of Hydrology*, 348, pp.176-194.
- Lamothe, M. 1989. A New Framework for the Pleistocene Strigraphy of the Central St. Lawrence Lowland, Southern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 43 (2), p. 119-129.
- Larocque, M., Gagné, S., Tremblay, L. 2010. Rapport d'étape Phase 1. Projet de connaissances des eaux souterraines du bassin versant de la rivière Bécancour et de la MRC de Bécancour. Rapport présenté au MDDEP, 72 p.
- Larocque, M., Gagné, S., Tremblay, L. et Meyzonnat, G. 2013. Rapport d'étape Phase III. Projet de connaissances des eaux souterraines du bassin versant de la rivière Bécancour et de la MRC de Bécancour. Rapport présenté au MDDEFP.
- Lupton, J.E. 1983. Terrestrial inert gases: isotope tracer studies and clues to primordial components in the mantle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 11: 371-414.
- Ma, L. 2009. Noble gases dissolved in groundwaters of the Michigan basin: implications for paleoclimatology, hydrogeology, tectonics and mantle geochemistry. Thèse de Doctorat, University of Michigan, 229 p.
- Ma, L., Castro, M.C., Hall, C.M. 2009. Crustal noble gases in deep brines as natural tracers of vertical transport processes in the Michigan Basin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10 (6), art. no. Q06001
- Ma, L., Castro, M.C., Hall, C.M., Walter, L.M. 2005. Cross-formational flow and salinity sources inferred from a combined study of helium concentrations, isotopic ratios, and major elements in the Marshall aquifer, southern Michigan, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6, Q10004, doi:10.1029/2005GC001010.
- Mamyrin, B.A., Tolstikhin, I.N. 1984. Helium isotopes in nature, 273 p.
- Marty, B. 1984. On the noble gas isotopic fractionation in naturally occurring gases. *Geochem. J.*, 18: 157-162.

- Marty, B., O'Nions, R.K., Oxburgh, E.R., Martel, D., Lombardi, S. 1992. Helium isotopes in Alpine regions *Tectonophysics*, 206 (1-2), pp. 71-78.
- Mazor E. 1972. Paleotemperatures and other hydrological parameters deduced from gases dissolved in groundwaters, Jordan Rift Valley, Israel. *Geochimica Cosmochimica Acta* 36: pp. 1321-1336
- Mazor, E. 1991. *Applied chemical and isotopic groundwater hydrology*, 274 p.
- McGuire, K., McDonnell, J. 2007. Stable isotope tracers in watershed hydrology. Chapitre 11, *Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science*, Edited by Michener, R. and Lajtha, K., pp. 334-374.
- MDDEP. 2011. Système d'information hydrogéologique (SIH) du Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs. <http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/sih/index.htm>
- Meyzonnat, G. 2012. Estimation de la vulnérabilité de l'aquifère au roc de la zone Bécancour (Centre-du-Québec). *Mémoire de Maîtrise*, UQAM, 129 p.
- Morrison, P., et Pine, J. 1955. Radiogenic origin of the helium isotopes in rocks. *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, 62 : pp. 71-92.
- Murphy, S., Ouellon, T., Ballard, J.-M., Lefebvre, R., Clark, I.D. 2011. Tritium-helium groundwater age used to constrain a groundwater flow model of a valley-fill aquifer contaminated with trichloroethylene (Quebec, Canada). *Hydrogeology Journal*, 19 (1), pp. 195-207.
- Ozima, M. and Podosek, F.A. 2002. *Noble Gas Geochemistry*. Cambridge University Press, p. 286.
- Pinti, D.L., Béland-Otis, C., Tremblay, A., Castro, M.C., Hall, C.M., Marcil, J.-S., Lavoie, J.-Y., Lapointe, R. 2011. Fossil brines preserved in the St-Lawrence Lowlands, Québec, Canada as revealed by their chemistry and noble gas isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75 (15), pp. 4228-4243.
- Pinti, D.L., Castro, M.C., Shouakar-Stash, O., Tremblay, A., Garduño, V.H., Hall, C.M., Hélie, J.-F., Ghaleb, B. 2013. Evolution of the geothermal fluids at Los Azufres, Mexico, as traced by noble gas isotopes, $\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 249, pp. 1-11.
- Pinti D.L. and Marty B. 1995. Noble gases in crude oils from the Paris Basin, France: implications for the origin of fluids and constraints on oil-water-gas interactions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 3389-3404.

- Pinti, D.L., et van Drom, E. 1997. Paleotemp: a *Mathematica*® program for evaluating paleotemperatures from the concentration of atmosphere-derived noble gases in groundwater. *Computers and Geosciences*, vol 24, no 1, pp. 33-41.
- Rozanski, K., Araguas-Araguas, L., Gonfiantini, R. 1992. Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate, *Science*, 258, pp. 981-
- Salem O, Visser JH, Dray M, Gonfiantini R. 1980. Groundwater flow patterns in the western Lybian Arab Jamahiriya. *Arid-zone hydrology: investigations with isotope techniques*. Vienna: IAEA. p 165-79. 985.
- Sano, Y., Takahata, N., Seno, T. 2006. Geographical Distribution of $3\text{He}/4\text{He}$ Ratios in the Chugoku District, Southwestern Japan. *Pure and Applied Geophysics*, DOI 10.1007/s00024-006-0035-0.
- Schlosser, P., Shapiro, S.D., Stute, M., Aeschbach-Hertig, W., Plummer, N., Busenberg, E. 1998. Tritium/ 3He measurements in young groundwater. Chronologies for environmental records. *Isotope techniques in the study of environmental change*. Proceedings of a symposium, Vienna, April 1997., pp. 165-189.
- Siegel, D. I., Lesniak, K.A., Stute, M., Frape, S. 2004. Isotopic geochemistry of the Saratoga springs: Implications for the origin of solutes and source of carbon dioxide, *Geology*, 32(3), 257-260.
- Tamers MA. 1967. Surface-water infiltration and groundwater movement in arid zones of Venezuela. *Isotopes in hydrology*. Vienna: IAEA. p 339-51.
- Tomonaga, Y., Brennwald, M.S., Kipfer, R. 2011. Spatial distribution and flux of terrigenic He dissolved in the sediment pore water of Lake Van (Turkey). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75 (10), pp. 2848-2864.
- Tomonaga, Y., Breenwald, M.S., Kipfer, R. 2012. Using noble gases in ocean sediments to characterize active methane seepage off the coast of New Zealand. *Marine geology*.
- Torgersen, T. 2010. Continental degassing flux of 4He and its variability. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11 (6), doi:10.1029/2009GC002930.
- Torgersen, T., Clarke, W.B., Jenkins, W.J. 1979. The tritium/helium-3 method in hydrology. In *Isotopes Hydrology, Proceedings of an International Symposium on Isotope Hydrology*, 917-930. Vienna: IAEA.
- Torgersen, T., Clarke, W.B. 1985. Helium accumulation in groundwater, I: An evaluation of sources and the continental flux of crustal 4He in the Great Artesian Basin, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49 (5), pp. 1211-1218.
- Torgersen, T. and Stute, M. 2009. Helium (and other noble gases) as tool for the understanding long time-scale groundwater transport.

- Torgersen, T. and Stute, M. 2013. Chapter 8, Helium (and other noble gases) as a tool for understanding long timescale groundwater transport. IAEA Publication, Isotope methods for dating old groundwater.
- Unterwiesing, M.P., Coursey, B.M., Schima, F.J., Mann, W.B. 1980. Preparation and calibration of the 1978 National Bureau of Standards tritiated-water standards. Int. J. Appl. Radiat. Isot. 31, 611-614.
- von Weizsäcker, C.F. 1937. Über die Möglichkeit eines dualen β -Zerfalls von Kalium. Physik. Zeitschr., 38, 623.
- Weiss R. F. 1968. Piggybacks sampler for dissolved gas studies on sealed water tubes. Deep Sea Res. 15, 695-699.